



Processus de formation et d'étalement des nuages sur l'île de la Réunion : caractérisation à partir de données issues d'observations satellite, sol et du modèle numérique de prévision AROME ; application à la prévision des énergies solaires.

Natacha Kalecinski

► **To cite this version:**

Natacha Kalecinski. Processus de formation et d'étalement des nuages sur l'île de la Réunion : caractérisation à partir de données issues d'observations satellite, sol et du modèle numérique de prévision AROME ; application à la prévision des énergies solaires.. Physique [physics]. Ecole Polytechnique, 2015. Français. NNT : . tel-01215009

HAL Id: tel-01215009

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/tel-01215009>

Submitted on 13 Oct 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE DE DOCTORAT DE L'ECOLE POLYTECHNIQUE

en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR de l'ECOLE POLYTECHNIQUE

Présentée et soutenue publiquement par
Natacha Kalecinski

Le 24 avril 2015

**Processus de formation et d'étalement des nuages sur l'île de
la Réunion : caractérisation à partir de données issues
d'observations satellite, sol et du modèle numérique de
prévision AROME ; application à la prévision des énergies
solaires.**

JURY :

Chantal Staquet	Professeur (UJF/LEGI)	Rapporteur
Jean-Luc Baray	Physicien adjoint (UBP/LaMP)	Rapporteur
Hélène Chepfer	Professeur (LMD, Paris VII)	Examineur
Luc Musson-Genon	Ingénieur Général IPEF (EDF/CEREA)	Examineur
François Bouyssel	Ingénieur en Chef IPEF (CNRM/GMAP)	Examineur
Stéphane Lascaud	Directeur Général EDF S&F	Invité
Philippe Drobinski	Directeur de recherche CNRS (LMD)	Président du jury
Martial Haeffelin	Ingénieur de Recherche CNRS (LMD/IPSL/SIRTA)	Directeur de thèse

Ecole doctorale de Polytechnique - Mécanique
Laboratoire de Météorologie Dynamique Ecole Polytechnique, 91128
Palaiseau Cedex, France

« Le commencement de toutes les sciences, c'est l'étonnement de ce que les choses sont ce qu'elles sont. L'univers est éternel, les mondes naissent et meurent, la mer avance et recule, ce qui est la terre peut devenir la mer, tout change dans le temps... La Science commence par l'étonnement. »

*Extrait de la Métaphysique,
Aristote (384-322 av JC).*

Remerciements

Je tiens à exprimer mon plus profond respect et ma plus grande admiration à mon directeur de thèse : Martial Haeffelin. Je pense que tu sais déjà à travers ces quelques mots l'immense considération que j'ai pour toi. Je ne te remercierai jamais assez pour la qualité de ton enseignement, pour le savoir que tu as su m'apporter, ta rigueur scientifique, tes encouragements, et surtout, et là je pense que tu ne me contrediras pas : l'extraordinaire patience que tu as eu à mon égard. Un peu plus de trois ans où j'ai pu découvrir ta finesse d'esprit, capable de façonner mon raisonnement scientifique et d'élaguer mes pensées un peu trop fouillis. Merci Martial, merci pour tout...

Tu m'as également appris que le travail n'avance jamais aussi bien que lorsque les idées fusent et s'entremêlent au sein d'une équipe. Et quelle véritable équipe j'ai eu ! Je tiens donc également à te remercier Jordi Badosa pour un bon nombre de choses. La première et pas des moindres, pour ton immense gentillesse. La deuxième et les suivantes sont toutes celles qui te caractérisent : ta grande disponibilité, ton implication, tes multitudes idées et ton désir d'aller toujours plus loin. Merci d'avoir partager un peu de toi avec moi.

J'ai compris petit à petit la notion d'équipe au cours de ma thèse et chacun des membres du SIRTa en fait parti. Merci donc à cette joyeuse équipe pour chaque aide, chaque attention, chaque discussion, chaque sourire, qu'elle m'a apporté. Marc-Antoine, Christophe B., Christophe P., Imma, Juan, Julio, Jean-Charles, Marie-Christine, Aurélien, Florian, André, Patricia, Bernard, quelle chance j'ai eu de vous avoir !

La thèse a été aussi un travail sur moi-même. Ce qui nous confectionne vient de loin et le chemin qui m'a conduit jusqu'ici est fait de rencontres et d'opportunités. Merci aux professeurs de collège et de lycée qui m'ont montré que le raisonnement scientifique était le seul moyen qui me permettrait d'appréhender un peu l'environnement qui nous entoure. Merci à Francis Gimbert, qui malgré toutes les apparences a cru en moi et m'a soutenu durant mes deux années de classe préparatoire. Merci au Professeur Chantal Staquet et au Dr. Christophe Brun de m'avoir donné la chance fantastique de m'initier aux sciences atmosphérique et de m'avoir fait confiance. Ils ont compris que l'intelligence prenait de multiples formes et ils m'ont donné la chance de tirer le meilleur de moi-même.

Ainsi donc j'ai finis par atterrir au Laboratoire de Météorologie Dynamique et je remercie le directeur Vincent Cassé de m'avoir accueilli. Je tiens à remercier tous les permanents et non-permanents de l'aile 5 qui m'ont fait vivre au rythme du laboratoire : séminaires, réunions d'équipe, discussions scientifiques. Merci également à l'équipe administrative, Isabelle Ricordel, Stéphane Sportouch, Martine Roux, Mariame Seydi et Tara Bizet, ainsi que le personnel de l'Ecole Doctorale, pour l'aide qu'ils m'ont apportées lors des démarches administratives que j'ai eu à effectuer et pour la préparation de ma soutenance de thèse.

Ce travail n'aurait pas pu voir le jour sans le concours de l'Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie (ADEME) qui a soutenu cette thèse dans le cadre du projet PEGASE. Je remercie également Météo-France pour avoir fourni un jeu de données exceptionnel de modèles de prévision numérique du temps, de données satellites et de mesures de surface.

Je remercie également EDF R & D avec qui j'ai eu le plaisir de partager mes travaux lors de réunions pour le projet PEGASE. Je tiens à remercier tout particulièrement François Bonnardot, François Bouyssel, Stéphanie Dubost, Guillaume Jumaux, Stéphane LASCAUD, Christophe Périard et Geneviève Sèze du LMD pour des discussions fructueuses qui ont contribué à façonner ces travaux. J'ai également eu la chance de découvrir l'objet de mon étude au cours de ces trois ans de thèse et de m'y rendre trois fois. Merci au LACY et à Météo-France Réunion d'avoir accueilli mes séminaires et particulièrement à Pierre Tulet et Olivier Bousquet pour tous les échanges enrichissants.

Ces années de thèse ont été aussi l'occasion de belles rencontres. Merci aux thésards, à Charles pour ton humour décalé, à Ségolène pour ton enthousiasme, à Bénédicte pour nos discussions (pour savoir aussi qu'il est dur parfois de se lever le matin!), à Camill pour ses idées champêtres et bien-sûr à la relève, à Thibault et Adrien. J'ai une pensée toute particulière pour les doctorants et postdocs qui ont partagés la plus grande partie de ma thèse. Merci Aurélie, Mathieu, Marine, Gregory, Géraldine, Paul et Aurélien pour vos belles personnes et merci de m'avoir soutenu durant ces trois années. Nos échanges m'ont enrichis tant scientifiquement que humainement. Merci également à Catherine et Mathieu pour le long et fastidieux travail de relecture de ma thèse.

Je tiens également à remercier Philippe Drobinski qui m'a fait l'honneur de présider mon jury de thèse. Mes remerciements s'adressent également à Chantal Staquet et Jean-Luc Baray pour avoir accepté la lourde tâche d'être rapporteurs. Je remercie Luc Musson-Genon, François Bouyssel, Hélène Chepfer et Séphane Lascaud pour avoir consenti à expertiser ma thèse. Je leur exprime ici toute ma gratitude pour l'intérêt qu'ils ont bien voulu porter à mon travail.

Enfin je remercie ma famille et mes amis et je mesure tous les jours la chance que j'ai de les avoir.

Merci encore à tous ceux et celles que j'ai oublié, d'avoir partagé ce bout de chemin avec moi.

Je remercie l'Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie (ADEME)
d'avoir supporté ce travail dans le cadre du projet PEGASE (contract nb 1005C0190),
Météo-France pour avoir fournit les données et EDF R&D pour avoir coordonné le
projet PEGASE.



Résumé

La dernière décennie a vu un développement important de nouvelles méthodes de production d'énergie telles que l'énergie solaire ou éolienne. Elles occupent une part croissante dans la production d'électricité sur l'île de la Réunion. Afin d'améliorer l'intégration de l'énergie photovoltaïque (PV), il est important de coupler la production à des moyens de stockage pour limiter le caractère intermittent de cette source d'énergie. Pour optimiser l'utilisation de différentes sources d'énergie couplées à la gestion d'une batterie, il est nécessaire d'améliorer la prévision de production PV. Pour obtenir une prévision, il existe plusieurs outils : la prévision déterministe par un modèle numérique de prévision météorologique à méso-échelle, les images satellites, les données météorologiques sol. Les travaux de cette thèse se place dans ce contexte de prévision de l'énergie solaire face à la forte variabilité de l'enneuagement et donc de la ressource solaire sur l'île de la Réunion.

Le début de la thèse est focalisé sur l'identification des processus et paramètres physiques à prendre en compte afin d'identifier le meilleur moyen d'expliquer et de prévoir le cycle de vie des nuages sur l'île de la Réunion. Pour cela, la première partie de la thèse présente les processus physiques aux échelles globales et locales régissant les mouvements de l'atmosphère autour et sur l'île de la Réunion. La deuxième partie de la thèse présente les outils utilisés et leur évaluation. L'outil principal est le modèle de prévision du temps opérationnel, AROME (Application de la recherche à l'opérationnelle à méso-échelle), développé par Météo-France. Une étude de validation du modèle AROME est présentée. Elle s'appuie sur des données des stations météorologiques sol et des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) permettant de valider les variables de vent et température aux échelles locale et synoptique. Afin de pouvoir valider et comparer l'enneuagement, les images satellites de Météosat7 seront utilisées pour évaluer le rayonnement solaire incident au sol mais également la localisation et la forme des nuages. Cette étude nous permettra d'étudier la variabilité spatiale et temporelle de l'enneuagement sur l'île de la Réunion et de déterminer des régimes d'enneuagement. La troisième partie de la thèse est dédiée à l'étude du cycle de vie des nuages sur l'île de la Réunion. Elle est organisée en trois études : (1) la première étude explore les processus synoptiques et locaux ayant un impact sur la formation de nuages durant la nuit ; (2) la seconde étude présente les liens établis entre les scénarios d'enneuagement obtenus durant la nuit et la formation de nuages en journée et la variabilité observée ; (3) la troisième étude se focalise sur les mécanismes d'étalement des nuages. Des étalements sont observés notamment sur deux côtés de l'île, à l'Ouest et au Nord. Ces deux étalements sont étudiés. La conclusion de la thèse présente une analyse des facteurs influençant les incertitudes de prévision du rayonnement solaire, s'appuyant sur les conclusions des trois parties précédentes.

Abstract

The last decade has seen new methods to produce energy such as solar or wind power. They are more and more used in power production especially on Reunion island. In order to better take into account the solar power production, it is important to improve the storage capabilities as well as the integration of this intermittent energy. Furthermore, the solar forecasting must be improved to optimised cells uses. Different tools can be used : weather forecasting models, satellites imageries, meteorological ground stations. This thesis aims to study the spatial and temporal cloudiness over Reunion island as well as solar ressource. In the first part, we identified the physical processes and parameters which play key roles in cloud life cycle. To do so, we describe the global and local atmospheric physics especially in the tropic.

In the second part, we discussed the evaluation of tool. The main tool correspond to the meso-scale numerical weather forecast model, AROME (Application de la recherche à l'opérationnelle à méso-échelle), developped by Météo-France. We validated it using meteorological ground stations and ERA-Interim reanalyses from ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) in order to validate wind and temperature at different scales. Meteosat7 satellite data are used to estimate the solar forecasting and the shape and localisation of clouds. This study gave information of spatial and temporal variability of cloud to produce cloudy patterns. The last part is dedicated to the study of clouds life cycle divided into three parts : (1) the study of cloud formation during the night ; (2) the study of cloud formation and evolution during the day in relation with the night clouds patterns ; (3) the study of clouds spreading on two parts of the island, in the West and the North. To conclude, we discussed the uncertainties of solar forecast based on previous studies.

SOMMAIRE

I	Introduction	27
1	Présentation du contexte et des objectifs de la thèse	31
1	Problématique de la prévision d'énergie solaire sur l'île de la Réunion	32
1.1	Contexte énergétique sur l'île de la Réunion	32
1.2	Problématique de l'insertion des énergies renouvelables non garanties	34
1.3	Variabilité de la ressource solaire sur l'île de la Réunion	36
2	Projet PEGASE	38
3	Objectifs et déroulement de la thèse	40
3.1	Objectifs de la thèse	40
3.2	Déroulement de la thèse	41
2	Description de la physique atmosphérique à grande et méso-échelle	43
1	Circulations et physiques atmosphériques	44
1.1	Echelles spatiales et temporelles de la circulation atmosphérique	44
1.2	Lois thermodynamiques du comportement de l'atmosphère	45
2	Circulation atmosphérique globale et à méso-échelle	48
2.1	Circulation générale de l'atmosphère sur les tropiques	48
2.2	Hauteur d'inversion des alizés	50
2.3	Couche limite atmosphérique : Évolutions diurne et nocturne	50
2.4	Transports horizontaux et verticaux	52
3	Dynamique atmosphérique à l'échelle locale sur l'île de la Réunion	53
1	Formation des vents locaux	54
1.1	Brises thermiques	54
1.2	Vents de pentes	56
2	Modification de l'écoulement atmosphérique par le relief	57
2.1	Vision hydraulique	57
2.2	Contournement du relief : définition des régimes d'écoulement	58
4	Synthèse : paramètres et processus impactant la formation des nuages locaux	61
II	Outils et validation	65
5	Présentation des données	69

1	Présentation des outils utilisés et méthodes	70
1.1	Présentation du modèle de prévision numérique de temps	70
1.2	Présentation des données observées et des réanalyses ERA-Interim	75
2	Synthèse	77
6	Validation d'AROME sur l'île de la Réunion	79
1	Evaluation de la thermodynamique globale et locale	80
1.1	Scores utilisés	80
1.2	Evaluation des prévisions de la thermodynamique globale et locale	81
2	Evaluation qualitative du cycle diurne des nuages : comparaison satellite/AROME/sol	90
2.1	Méthode	90
2.2	Evaluation de l'indice de ciel clair observé et prévu	91
2.3	Evolution de l'ennuagement sur un cycle diurne : comparaison des observations Meteosat-7 et des prévisions du modèle AROME	93
3	Synthèse	97
III	Cycle de vie des nuages sur l'île de la Réunion	99
7	Processus de formation de nuages la nuit	103
1	Etude statistique des paramètres clés de l'ennuagement et formation de scénario	104
1.1	Etude statistique des paramètres clés de l'ennuagement	104
1.2	Définition de régimes à partir des paramètres clés	107
2	Description et compréhension des scénarios d'ennuagement de nuit	111
2.1	Evaluation des scénarios	111
2.2	Scénario de formation de nuages par un processus de convergence : scénario CB	114
2.3	Cas particulier du scénario CM	121
2.4	Scénario de formation de nuages persistants sur les pentes : Scénario CS	127
2.5	Scénario de ciel clair durant la nuit	133
3	Analyse comparative des quatre scénarios identifiés	139
4	Synthèse	144
8	Cycle diurne de l'ennuagement : variabilité, prédictibilité	149
1	Etude de l'ennuagement durant la journée à partir des régimes de nuit	150
1.1	Méthode	150
1.2	Etude statistique de la variabilité du cycle diurne du rayonnement	154
2	Etude de cas sur la formation des nuages sur un cycle diurne à partir des prévisions d'AROME : le 18/11/2011	163
2.1	Evaluations diurnes de la dynamique	164
2.2	Evolution diurne de l'humidité et des nuages	166
3	Etude de cas sur la formation des nuages sur un cycle diurne à partir des prévisions d'AROME : le 07/01/2012	171
3.1	Evolution diurne de la dynamique	171
3.2	Evolution diurne de l'humidité et des nuages	174
4	Variabilité de l'ennuagement durant la journée : effet de la hauteur d'inversion et de la vitesse du vent des alizés	178

4.1	Effet de la hauteur de l'inversion des alizés sur l'ennuagement	178
4.2	Effet de la vitesse du vent sur l'étalement	181
5	Synthèse	186

IV Conclusions et perspectives 193

Liste des acronymes

ADEME : Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie
AGL : Above Ground Level
ALADIN : Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
ARER : Agence Régionale de l'énergie de La Réunion
AROME : Application de la Recherche à l'Opérationnelle à Mésos-Echelle
ARPEGE : Action de Recherche petite échelle grande échelle
BT : station Saint-Benoît
CB : Cloud Band
CEPMMT : Centre Européen de prévision météorologique à moyen terme
CF : Cloud Free
CLA : Couche Limite atmosphérique
CLAM : Couche Limite atmosphérique Marine
CM : Cloud Mass
CS : Cloud Slope
DIR : Daily Relative Irradiation
ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EDF : Electricité de France
EnR : Energie Renouvelable
EP : Ecole Polytechnique
ERA-interim : ECMWF Interim Reanalysis
ES : station Etang Salé
EUMETSAT : Organisation Européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques
Fr : nombre de Froude
GRIB : Gridded Binary
GT : station Gillot
IFS : Integrated Forecast System
IOA : Index of Agreement
IR : Rayonnement Infra-Rouge
ITCZ : Intertropical Convergence Zone
ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project
LCL : Lifting Condensation Level
LMD : Laboratoire de Météorologie Dynamique
LP : station Le Port
M : hauteur adimensionnée
MAE : Mean Absolute error
MBE : Mean Bias Error
MD : station Mado
Meso-NH : modèle Mésos-échelle non hydrostatique
MF : Météo-France
NaS : Sodium-Soufre
PDF : Probability Density Function
PEGASE : Production of Electricity from Gas and Solar Energy
PF : station Petite France

PP : station Plaine des Palmistes
PV : Photovoltaïque
RARC : Random Absolute Relative Change
RGlo : Rayonnement solaire global à la surface
RMSE : Root Mean Square Error
RRTM : Rapid Radiative transfer model
RYE : station La Roseraie
SEI : Systèmes Energétiques Insulaires
ST : station La Star
SURFEX : Surface Externalisée
TARC : Total Accumulative Relative Change
TKE : Turbulence Kinetic Energy
TL : troposphère libre
TP : station Tampon
TRC : Total Relative Change

LISTE DES TABLEAUX

7.1	Résultats de l'évaluation de MBE, MAE et RMSE pour la comparaison entre les prévisions AROME et les données des stations sols des variables de V10m, Dir10m et T2m sur les stations de La Roseraie (RYE), Gillot (GT), Le Port (LP), Petite France (PF), St Benoît (BT), plaine des Palmistes (PP), Etang Salé (ES), Tampon (TP), Maido (MD), La Star (ST).	113
7.2	Scénario CB. Tableau présentant dans l'ordre, la localisation des nuages, l'heure d'apparition, la direction du vent synoptique à 10 m AGL et 1500 m AGL, la vitesse du vent synoptique à 10 m et 1500 m, le nombre de Froude calculé en amont de l'île sur le domaine 1, de (Q_{eint}), pour les centiles 75 et 95, de la LCL pour le centile 50, l'épaisseur de la CLAM pour les centiles 50 et 95 et enfin W_{lcl} pour les centiles 75 et 95. Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies (Fig. 6.1).	119
7.3	Scenario CM. Tableau présentant les valeurs, dans l'ordre de la localisation des nuages, de l'heure d'apparition, de direction du vent synoptique à 10 m AGL et 1500 m AGL, de vitesse du vent synoptique à 10 m et 1500 m, du nombre de Froude calculé en amont de l'île sur le domaine 1, de (Q_{eint}), pour les centiles 75 et 95, de la LCL pour le centile 50, de l'épaisseur de la CLAM pour les centiles 50 et 95 et enfin W_{lcl} pour les centiles 75 et 95. Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies.	126
7.4	Scenario CS. Tableau présentant les valeurs, dans l'ordre de la localisation des nuages, de l'heure d'apparition, de direction du vent synoptique à 10 m AGL et 1500 m AGL, de vitesse du vent synoptique à 10 m et 1500 m, du nombre de Froude calculé en amont de l'île sur le domaine 1, de (Q_{eint}), pour les centiles 75 et 95, de la LCL pour le centile 50, de l'épaisseur de la CLAM pour les centiles 50 et 95 et enfin W_{lcl} pour les centiles 75 et 95. Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies.	132
7.5	Scenario CF. Tableau présentant les valeurs, dans l'ordre de la localisation des nuages, de l'heure d'apparition, de direction du vent synoptique à 10 m AGL et 1500 m AGL, de vitesse du vent synoptique à 10 m et 1500 m, du nombre de Froude calculé en amont de l'île sur le domaine 1, de (Q_{eint}), pour les centiles 75 et 95, de la LCL pour le centile 50, de l'épaisseur de la CLAM pour les centiles 50 et 95 et enfin W_{lcl} pour les centiles 75 et 95. Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies.	138

TABLE DES FIGURES

1.1	Schéma d'ensemble de la problématique liée au développement des énergies solaires inspiré à partir de [ARER, 2013]. Sources : EDF et ARER	33
1.2	Topographie de l'île de la Réunion. Source : [Badosa <i>et al.</i> , 2013]	34
1.3	Schéma représentant les principales sources d'énergies disponibles sur l'île de la Réunion. Source : EDF et ARER	35
1.4	Courbes du rayonnement global (W/m^2) diurne sur Gillot pour 5 journées représentatives chacune d'une classe : Clair (bleu), AM clair (vert), Couvert (noir), PM clair (jaune), Aléatoire (rouge). La courbe grise correspond au rayonnement en ciel clair théorique. Source : [Badosa <i>et al.</i> , 2013]	38
1.5	Fréquence d'apparition des différentes classes de rayonnement sur chaque station de l'île (avec la permission de J. Badosa).	39
2.1	Structure schématique de l'atmosphère.	45
2.2	Classification des échelles spatiales et temporelles d'après [Chemel, 2005]. . . .	46
2.3	Représentation de la circulation atmosphérique au-dessus de l'île de la Réunion dans l'océan Indien, tirée de [Taupin <i>et al.</i> , 1999].	48
2.4	Climatologie du vent zonal à La Réunion, établie à partir de 111 sondages GPS effectués à l'aéroport de Saint-Denis entre août 2007 et mars 2010, sur laquelle ont été reportés les contours de ± 1 m/s localisant la zone d'inversion des alizés. Les vitesses négatives correspondent à des vents d'Est, tandis que les vitesses positives correspondent à des vents d'Ouest. Figure extraite de [Lesouëf, 2010].	51
2.5	Cycle diurne de la CLA d'après [Stull, 1988]	52
3.1	Représentation des vents locaux : (a) processus de brises de mer et de terre et (b) processus de vents de pente. Source : UVED de Nicolas H.	55
3.2	Figure définissant les régimes d'écoulement en présence d'un obstacle circulaire dans le cadre de la théorie hydraulique en eau peu profonde. Il y est représenté le nombre de Froude (Fr) en amont de l'obstacle en fonction de la hauteur adimensionnée de l'obstacle $M=e/h$ d'après [Schär et Smith, 1993]. . .	58
4.1	Représentation schématique tirée de [Leopold, 1949]. Quatre types d'interactions entre les phénomènes de brise et les alizés. Les conditions de jour sont représentées en haut et au milieu de l'image et les conditions de nuit sont présentées en bas. Quatre cas différents sont présentés sur 4 colonnes de gauche à droite : cas 1, cas 2, cas 3 et cas 4.	62
4.2	Tableau résumant les différentes échelles spatiales et temporelles utilisées. . .	63

5.1	Représentation de la topographie de l'île de la Réunion selon la résolution du modèle utilisé pour un modèle de terrain, un modèle de 10 km de résolution, un modèle type AROME de 2,5 km et un modèle plus fine échelle type Mésos-NH à 500 m de résolution, Source : Météo-France.	71
5.2	Résumé des deux types de schéma de nuages utilisés dans le modèle AROME pour le traitement des nuages résolus et sous-maillages inspiré à partir du schéma de [Perraud, 2010].	73
5.3	Tableau résumant les différents types de données utilisés et leur caractéristiques.	77
6.1	(a) Représentation des domaines utilisés pour la validation de l'échelle synoptique entre le pixel ERA, des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF et le domaine S défini dans AROME. (b) Positionnement des stations météorologiques de mesure de Météo-France sur l'île.	82
6.2	(a) Différence de vitesse du vent entre AROME (moyenne sur le domaine S, fig. 6.1) et les réanalyses en fonction de la vitesse du vent issue des réanalyses. (b) Différence de direction du vent entre AROME et les réanalyses en fonction de la direction du vent issue des réanalyses sur le pixel de l'île (domaine ERA, fig. 6.1).	83
6.3	MBE calculé entre deux ans de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol pour (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m, (c) la température à 2 m.	85
6.4	MAE calculé entre deux ans de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol pour (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m, (c) la température à 2 m.	85
6.5	IOA ₂ calculé entre deux ans de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol pour (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m, (c) la température à 2 m.	87
6.6	Cycle diurne de l'erreur entre la prévision AROME et la station Le Port sur deux ans de données pour : (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m et (c) la température du vent à 2 m.	88
6.7	Cycle diurne de l'erreur entre la prévision AROME et la station de Saint-Benoit sur deux ans de données pour : (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m et (c) la température du vent à 2 m.	88
6.8	Cycle diurne de l'erreur entre la prévision AROME et la station d'Etang-Salé sur deux ans de données pour : (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m et (c) la température du vent à 2 m.	89
6.9	Distribution du Kt_{sat} , de Kt_{AROME} et de Kt_{obs} pour toutes les stations sur l'île de la Réunion pour deux ans de données et prévisions (08/2011-08/2014) à (a) 07h, (b) 11h et (c) 14h.	91
6.10	Indice de ciel clair en fonction de la réflectance sur la station de Gillot pour deux mois de données Meteosat-7 (Janvier 2009-2010)	92
6.11	MAE sur la valeur de Kt calculé (a) entre deux ans de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol et (b) entre deux ans de données Meteosat-7 Vis (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol.	93

6.12	Fréquence d'occurrence de présence de nuages sur l'île de la Réunion durant l'hiver (juin/juillet/août) 2012 et 2013 à partir des données Meteosat-7 à (a) 08h (c) 11h et (e) 14h et pour les prévisions AROME à (b) 08h (d) 11h et (f) 14h. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	95
6.13	Fréquence d'occurrence de présence de nuages sur l'île de la Réunion durant l'été (janvier/février/mars) 2012 et 2013 à partir des données Meteosat-7 à (a) 08h (c) 11h et (e) 14h et pour les prévisions AROME à (b) 08h (d) 11h et (f) 14h. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	96
7.1	Densité de probabilité (a) de la direction du vent ($^{\circ}$), (b) de la vitesse du vent (m/s), (c) du cisaillement entre 850 hpa et 1000 hpa ($^{\circ}$), (d) du nombre de Froude, (e) de la hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et (f) du niveau de condensation calculé à partir des réanalyses ERA-Interim (2000-2013) sur le point de grille.	105
7.2	(a) Vitesse du vent diurne moyennée (m/s) et de direction ($^{\circ}$) calculées sur 4 ans de données sol (2009-2012) sur la station de Météo-France de St Benoît. (b) Influence de la vitesse du vent synoptique prise avec les réanalyses ERA-Interim (en couleur) sur la direction du vent local à la station de St Benoît.	106
7.3	représentation des différents domaines et sections d'études. (a) Sections 1 et 2 avec les points A et B situés sur les pentes et les point A' et B' situés sur les côtes. (b) Définition de trois domaines d'étude : le domaine 1 pour les études de paramètres synoptiques en amont de l'île, le domaine 2 pour les paramètres juste en amont de l'île et le domaine 3 incluant les pentes, les côtes et la mer proche de l'île.	108
7.4	Schéma représentant la formation de 4 scénarios de formation de nuages à partir de deux ans de données (08/2011-08/2013)	110
7.5	Contenu en eau nuageuse intégrée (g/m^2) entre 10 m et 3000 m AGL à 04h (a) le 18 novembre 2011, (b) le 07 janvier 2012, (c) le 15 avril 2012 et (d) le 28 novembre 2011.	112
7.6	Carte du champ de vent à 10 m et du contenu en eau nuageuse intégrée de 10 m à 3000 m à 4h (figure de gauche) et champs de vent à 1500 m le 18/11/2011.	114
7.7	De gauche à droite : profil de direction du vent (m/s), profil de vitesse du vent ($^{\circ}$), profil d'humidité relative (%) et profil de température (K) calculés sur le domaine 1. Cas du 18/11/2011.	115
7.8	(a) Cycle diurne de la vitesse du vent en m/s à 10 m au Nord sur les pentes (point A) et sur la côte (point A') et à l'Est sur les pentes (points B) et sur la côte (point B') ; (b) de même pour le cycle diurne de la direction du vent à 10 m ($^{\circ}$). Cas du 18/11/2011.	116
7.9	(a) Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m le long des sections 1 et 2 (Fig. 6.1) à 22h, 01h et 04h (g/m^2), (b) Vitesse verticale à la LCL le long des sections 1 et 2 à 01h et à 04h (m/s) et (c) Hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et hauteur du niveau de condensation (m) en noir et vert respectivement le long des sections 1 et 2 à 01h et 04h. Cas du 18/11/2011.	117
7.10	(a) Carte de la hauteur de condensation moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m) (b) Carte de la hauteur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m). Cas du 18/11/2011.	118

7.11 De gauche à droite : profil de la direction du vent (°), profil de la vitesse du vent (m/s), profil d'humidité relative (%) et profil de température (K) calculés sur le domaine 1. Cas du 07/01/2012.	122
7.12 (a) Carte du champ de vent à 10 m et du contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m à 4h (figure de gauche) et (b) champ de vent à 1500 m le 07/01/2012 (figure de droite).	123
7.13 (a) Cycle diurne de la vitesse du vent en m/s à 10 m au Nord sur les pentes (point A) et sur la côte (point A') et à l'Est sur les pentes (point B) et sur la côte (point B') (b) de même pour le cycle diurne de la direction du vent à 10 m (°). Cas du 07/01/2012.	124
7.14 (a) Vitesse verticale à la LCL le long des sections 1 et 2 à 01h et à 04h (m/s) (b) Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m le long des sections 1 et 2 à 22h, 01h et 04h (g/m ²) (c) Hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et hauteur du niveau de condensation (m) en noir et vert respectivement le long des sections 1 et 2 à 01h et 04h. Cas du 07/01/2012.	125
7.15 (a) Carte de la hauteur de condensation moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m) (b) Carte de la hauteur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m). Cas du 07/01/2012.	127
7.16 De gauche à droite : profil de vitesse du vent (m/s), profil de direction du vent (°), profil d'humidité relative (%) et profil de température (K) calculés sur le domaine 1. Cas du 15/04/2012.	128
7.17 Carte du champ de vent à 10 m et du contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m à 4h (figure de gauche) et champs de vent à 1500 m le 15/04/2012. . .	128
7.18 (a) Cycle diurne de la vitesse du vent en m/s à 10 m au Nord sur les pentes (point A) et sur la côte (point A') et à l'Est sur les pentes (points B) et sur la côte (point B'), (b) de même pour le cycle diurne de la direction du vent à 10 m (°). Cas du 15/04/2012.	129
7.19 (a) Vitesse verticale à la LCL le long des sections 1 et 2 à 01h et à 04h (m/s) (b) Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m le long des sections 1 et 2 à 22h, 01h et 04h (g/m ²) (c) Hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et hauteur du niveau de condensation (m) en noir et vert respectivement le long des sections 1 et 2 à 01h et 04h. Cas du 15/04/2012.	131
7.20 (a) Carte de la hauteur de condensation moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m) (b) Carte de la hauteur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m). Cas du 15/04/2012.	133
7.21 De gauche à droite : profil de vitesse du vent (m/s), profil de direction du vent (°), profil d'humidité relative (%) et profil de température (K) calculés sur le domaine 1. Cas du 28/11/2011.	134
7.22 Carte du champ de vent à 10 m et du contenu en eau nuageuse intégrée de 10 m à 3000 m à 4h (figure de gauche) et champ de vent à 1500 m le 28/11/2011. .	134
7.23 (a) Cycle diurne de la vitesse du vent en m/s à 10 m au Nord sur les pentes (point A) et sur la côte (point A') et à l'Est sur les pentes (points B) et sur la côte (point B') (b) de même pour le cycle diurne de la direction du vent à 10 m (°). Cas du 28/11/2011.	135

7.24	(a) Vitesse verticale à la LCL le long des sections 1 et 2 à 01h et à 04h (m/s) (b) Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m le long des sections 1 et 2 à 22h, 01h et 04h (g/m^2) (c) Hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et hauteur du niveau de condensation (m) en noir et vert respectivement le long des sections 1 et 2 à 01h et 04h. Cas du 28/11/2011.	136
7.25	(a) Carte de la hauteur de condensation moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m) (b) Carte de la hauteur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m). Cas du 28/11/2011	137
7.26	Nombre de Froude en fonction de la hauteur adimensionnée M calculé sur le domaine 1 (a) et sur le domaine 2 (b) pour les 38 cas de 0h à 05h.	140
7.27	Fréquence d'occurrence sur les cas compris entre les courbes d'équation y_1 et y_2 de la différence entre la couche limite atmosphérique marine et la hauteur de condensation.	141
7.28	Vitesse du vent zonal entre 0h et 04h sur les pentes Est de l'île en fonction de la vitesse du vent synoptique à 04h calculé en moyenne sur le domaine 1.	142
7.29	Fréquence d'occurrence d'apparition des nuages pour chaque couple Fr/M à chacun des scénarios (a) CB, (b) CM, (c) CS, (d) CF	143
7.30	Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m moyenné sur les cas nuageux correspondant à la fréquence d'occurrence des couples Fr/M pour chacun des scénarios (a) CB, (b) CM, (c) CS, (d) CF	144
8.1	Classification utilisée pour déterminer les scénarios CB, CM, CS et CF à partir des paramètres physiques que sont la vitesse du vent synoptique à 1000 hPa le cisaillement verticale du vent et la différence entre la CLAM et la LCL.	151
8.2	Moyenne nocturne (de 21h à 05h) de la valeur du nombre de Froude et de la hauteur adimensionnée M , calculés en moyenne sur le domaine 1 de la figure des cas CB, CM, CS et CF.	152
8.3	Schéma représentant la position des parties au vent, sous le vent et les côtes parallèle au vent de l'île dans quatre cas différents de direction du vent synoptiques. Pour des directions de vent de Nord-Est (40° à 80°), d'Est (80° à 120°), de Sud-Est (120° à 150°) et de Sud (150° à 200°) inspiré de [Jumaux, 2011] et [Abeillé, 2009].	153
8.4	Nombre de journées sur deux ans de réanalyses ERA-Interim (08/2011 à 08/2013) classées en fonction des paramètres définis dans le tableau 8.1 pour quatre directions de vent synoptique : Nord-Est (40° à 80°), Est (80° à 120°), Sud-Est (120° à 150°) et Sud (150° à 200°).	154
8.5	Cycle diurne (50^e centile) de Kt_{obs} sur la station de Saint-Benoît pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CM, CS et pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud.	155
8.6	Cycle diurne (50^e centile) de Kt_{obs} sur la station Le Port pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CM, CS, pour des régime de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud.	157
8.7	Cycle diurne (50^e centile) de Kt_{obs} sur la station d'Etang-Salé pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CM, CS pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud.	159

8.8	Variabilité du cycle diurne de Kt_{obs} sur la station de Saint-Benoît pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CS, CM pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud. Le point représente le 50 ^e centile, la barre épaisse représente le 25 ^e et 75 ^e centile et la barre fine le 5 ^e et 95 ^e centile.	161
8.9	Variabilité du cycle diurne de Kt_{obs} sur la station du Port pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CS, CM pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud. Le point représente le 50 ^e centile, la barre épaisse représente le 25 ^e et 75 ^e centile et la barre fine le 5 ^e et 95 ^e centile.	162
8.10	Variabilité du cycle diurne de Kt_{obs} sur la station d'Etang-Salé pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CS, CM pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud. Le point représente le 50 ^e centile, la barre épaisse représente le 25 ^e et 75 ^e centile et la barre fine le 5 ^e et 95 ^e centile.	163
8.11	(a) Champ du vent horizontal moyen sur la journée et de la température potentielle (K) moyenne à 950 hPa, (b) vitesse verticale moyenne sur la journée à 925 hPa représentée en contour noir de 0,025 m/s. Les zones grisées correspondent aux zones de soulèvement de la couche limite atmosphérique en moyenne sur la journée : le 18/11/2011. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	164
8.12	(a) Champs du vent horizontal à 950 hPa à 02h, 11h et 14h et (b) vitesse verticale du vent à 925 hPa représentée en contour noir de 0,025 m/s et le soulèvement de la couche limite atmosphérique à 02h, 11h et 14h pour le 18/11/2011. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	165
8.13	Evolution diurne de l'humidité spécifique représentée par l'anomalie horaire par rapport à la moyenne journalière (g/kg) et du champ de vent total (a) sur la mer en face de la station du Port au point 0, (b) sur la mer en face de Saint-Benoît au point E (Fig. 7.3) pour le 18/11/2011.	167
8.14	Evolution diurne de l'humidité spécifique représentée par l'anomalie horaire par rapport à la moyenne journalière (g/kg) et du champ de vent total synoptique en moyenne sur la zone 2 le 18/11/2011.	167
8.15	Champ de vent horizontal à 850 hPa à 02h, 11h et 14h pour le 18/11/2011. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	168
8.16	Contenu en eau nuageuse intégrée du sol à 3000 m pour la journée du 18/11/2011 à 02h, 09h, 11h et 14h. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	170
8.17	Kt_{sat} calculé à partir des données de Meteosat-7 à 09h, 11h et 14h sur la journée du 11/11/2018. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	171
8.18	(a) Champ du vent horizontal moyen sur la journée et de la température potentielle (K) moyenne à 950 hPa, (b) Vitesse verticale moyenne sur la journée à 925 hPa représentée par les contours noirs de 0,025 m/s. Les zones grisées correspondent aux zones de soulèvement de la couche limite atmosphérique en moyenne sur la journée : Le 07/01/2012. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	172

8.19 (a) Champ du vent horizontal à 950 hPa à 02h, 11h et 14h0 et (b) vitesse verticale du vent à 925 hPa représentée par les contours noirs de 0,025 m/s et soulèvement de la couche limite atmosphérique positif en gris à 02h, 11h et 14h pour le 07/01/2012. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	173
8.20 Evolution diurne de l'humidité spécifique représentée par l'anomalie horaire par rapport à la moyenne journalière (g/kg) et du champ de vent total (a) sur la mer en face de la station du Port au point O, (b) sur la mer en face de Saint-Benoît au point E (Fig. 7.3) pour le 07/01/2012.	174
8.21 Champ de vent horizontal à 850 hPa à 02h, 11h et 14h pour le 07/01/2012. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	175
8.22 Contenu en eau nuageuse intégrée du sol à 3000 m pour la journée du 07/01/2012 à 02h, 09h, 11h et 14h. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	176
8.23 Kt_{sat} calculé à partir des données de Meteosat-7 à 09h, 11h et 14h sur la journée du 07/01/2012. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	177
8.24 Fréquence de Kt_{sat} à 08h (a) pour des hauteurs d'inversions basses ($H_{inv} \leq 2000$ m), (b) pour des hauteurs d'inversion hautes ($2000 \text{ m} < H_{inv} < 3000$ m) Les hauteurs d'inversion ont été calculées à partir des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	179
8.25 Fréquence de Kt_{sat} à 11h (a) pour des hauteurs d'inversions basses ($H_{inv} \leq 2000$ m), (b) pour des hauteurs d'inversion hautes ($2000 \text{ m} < H_{inv} < 3000$ m) Les hauteurs d'inversion ont été calculées à partir des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	180
8.26 Fréquence de Kt_{sat} à 14h00 (a) pour des hauteurs d'inversions basses ($H_{inv} \leq 2000$ m), (b) pour des hauteurs d'inversion hautes ($2000 \text{ m} < H_{inv} < 3000$ m) Les hauteurs d'inversion ont été calculées à partir des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.	181
8.27 Fréquence de Kt_{sat} à 07h pour (a) des vitesses de vents synoptiques faibles ($v < 4$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa), (b) des vitesses de vents synoptiques moyens ($5 \text{ m/s} \leq v < 7$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa), (c) des vitesses de vents synoptiques forts ($8 \leq v < 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa) et (d) des vitesses de vents synoptiques très forts ($v > 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa). Les vitesses sont prises à partir des réanalyses ERA-Interim. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m. . .	182
8.28 Fréquence de Kt_{sat} à 11h00 pour (a) des vitesses de vents synoptiques faibles ($v < 4$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa), (b) des vitesses de vents synoptiques moyens ($5 \text{ m/s} \leq v < 7$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa), (c) des vitesses de vents synoptiques forts ($8 \leq v < 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa) et (d) des vitesses de vents synoptiques très forts ($v > 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa). Les vitesses sont prises à partir des réanalyses ERA-Interim. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m. . .	184

8.29	Fréquence de Kt_{sat} à 14h00 pour (a) des vitesses de vents synoptiques faibles ($v < 4$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa), (b) des vitesses de vents synoptiques moyens ($5 \text{ m/s} \leq v < 7 \text{ m/s}$ à 1000 hPa et de même à 900 hPa) et (c) des vitesses de vents synoptiques forts ($8 \leq v < 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa) et (d) des vitesses de vents synoptiques très forts ($v > 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa). Les vitesses sont prises à partir des réanalyses ERA-Interim. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m. . . .	185
8.30	Schéma conceptuel du transport d'humidité sur la partie sous le vent de l'île de la Réunion pour un cas présentant une hauteur d'inversion haute sans cisaillement de vent entre la surface et 2000 m.	188
8.31	Schéma conceptuel du transport d'humidité sur la partie au vent de l'île de la Réunion dans un cas avec une hauteur d'inversion basse et un cisaillement de vent fort entre la surface et 2000 m.	190

I | INTRODUCTION

Avant de présenter le travail de thèse à proprement parler, nous avons choisi de faire une présentation générale de l'état de l'art de la connaissance sur le sujet de thèse. L'objectif de ce chapitre introductif est d'expliquer les choix effectués, parmi les moyens d'observations et de prévisions existants, ceux qui seraient le plus adaptés aux applications de prévision de l'enneigement sur l'île de la Réunion dans un contexte de production photovoltaïque. C'est pourquoi la notion d'échelle sera présente tout au long de cette partie.

Nous exposerons dans un premier chapitre le contexte dans lequel la thèse s'est développée, un contexte d'intégration d'énergies renouvelables sur une île aux reliefs forts. Nous verrons d'une part quelles sont les problématiques liées à l'intégration de ressources d'une part intermittentes et présentant d'autre part une variabilité temporelle importante à différentes échelles. De ces constatations, nous définirons les objectifs de la thèse.

Dans un deuxième et troisième chapitres, nous présenterons l'état de l'art des processus dynamiques et thermiques qui régissent d'une part les écoulements des fluides dans l'atmosphère et d'autre part la formation des nuages, et qui par leur interactions avec l'île de la Réunion présentent une importance pour la compréhension de la variabilité de l'enneigement et donc de la ressource solaire.

1

PRÉSENTATION DU CONTEXTE ET DES OBJECTIFS DE LA THÈSE

Sommaire

1	Problématique de la prévision d'énergie solaire sur l'île de la Réunion	32
1.1	Contexte énergétique sur l'île de la Réunion	32
1.2	Problématique de l'insertion des énergies renouvelables non garanties	34
1.3	Variabilité de la ressource solaire sur l'île de la Réunion	36
2	Projet PEGASE	38
3	Objectifs et déroulement de la thèse	40
3.1	Objectifs de la thèse	40
3.2	Déroulement de la thèse	41

Dans une première partie, nous présenterons le contexte et les enjeux énergétiques sur l'île de la Réunion. Nous expliquerons quelles sont les problématiques liées à l'insertion des énergies renouvelables au réseau électrique et notamment les difficultés rencontrées pour la production photovoltaïque vis-à-vis de la variabilité de la ressource solaire sur l'île.

Dans une seconde partie, nous décrirons le projet PEGASE (Production of Electricity from Gas and Solar Energy) dans lequel se place la thèse. Nous présenterons les différents partenaires du projet et les objectifs de chacun. Nous présenterons ensuite les objectifs de la thèse et le déroulement du manuscrit.

1 Problématique de la prévision d'énergie solaire sur l'île de l'île de la Réunion

1.1 Contexte énergétique sur l'île de la Réunion

La figure 1 présente un schéma illustrant le contexte énergétique sur l'île de la Réunion et les problématiques qui lui sont liées au commencement de cette thèse.

L'approvisionnement en énergie sur les îles est un cas très particulier du fait que les territoires insulaires sont isolés des autres réseaux électriques. Ils doivent donc produire la quasi-totalité de l'énergie sur place afin de satisfaire à la demande pour être autonome.

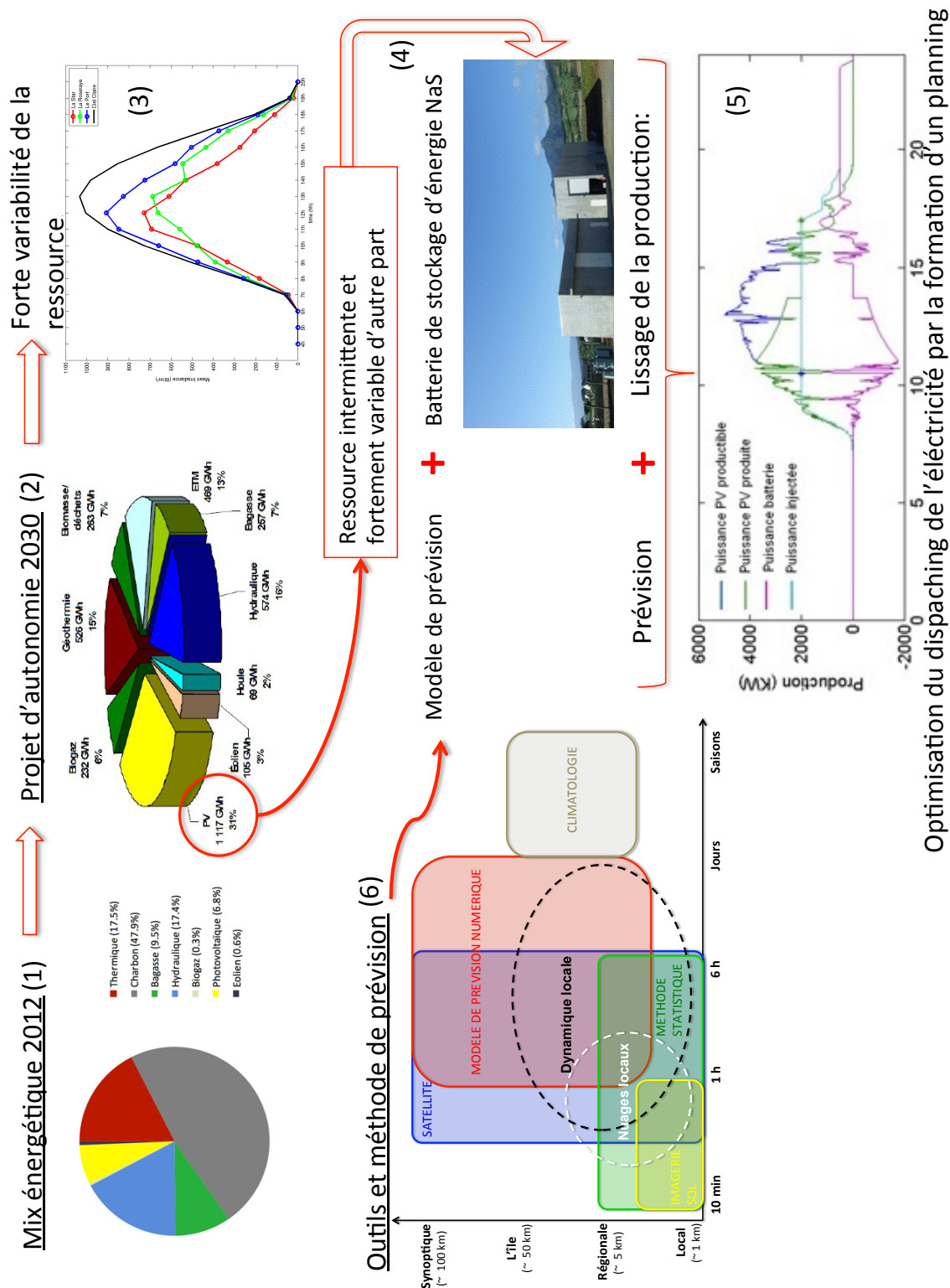
Nous nous sommes intéressés au cas de l'île de la Réunion (21 °06 S, 55 °3 E), département français situé dans l'océan Indien proche du tropique du Capricorne. L'île est petite par sa taille avec ses 60 km de diamètre environ mais elle présente un relief très accentué avec deux importants sommets : Le Piton de la Fournaise (2652 m) et le Piton des Neiges (3060 m). Ces deux sommets sont reliés entre eux par un plateau à 1500 m environ. L'île présente trois cirques vertigineux dans sa partie Ouest (le cirque de Salazie, le cirque de Mafate et le cirque de Cilaos) (Fig. 1.2).

L'île compte des moyens de production et des sources d'énergie diversifiées (Fig. 1.3). La figure 1.3 représente la répartition des principales sources d'énergie sur l'île. En 2011, l'île de la Réunion a un taux de dépendance énergétique de 88,3 %. La production électrique provient à 70 % des énergies primaires fossiles (pétrole et charbon) contre 30 % des énergies renouvelables (EnR). En 2012, la part des EnR passe à 35 % [ARER, 2013]. Les ressources en énergies renouvelables en 2012 se répartissent de la façon suivante (Fig. 1 (point 1)) :

- l'hydraulique (133,4 MW de puissance installée, 17,4 % de la production électrique totale) ;
- le biogaz (2 MW de puissance installée, 0,3 % de la production électrique totale) ;
- le photovoltaïque (152 MW de puissance installée, 6,8 % de la production électrique totale) ;
- l'éolien (16.5 MW de puissance installée, 1,5 % de la production électrique totale) ;

La production repose sur 16 centrales électriques qui comptent deux centrales biogaz, deux fermes éoliennes et tout un réseau photovoltaïque. La puissance électrique installée mise à disposition sur le réseau est d'environ 711 MW en 2011 et de 813 MW en 2012. Cette puissance a presque doublé en 10 ans (413 MW en décembre 2002). Cela s'explique par des besoins de plus en plus importants en énergie, dus notamment à l'accroissement de la population sur l'île (700 000 habitants environ en 1999 contre 830 000 en 2010). La consommation totale est passée de 1501 GWh en 2000 à 2498 GWh environ en 2011 [Cao *et al.*, 2007]. Les énergies renouvelables se séparent en deux types, (1) d'une part les énergies renouvelables dont la production est garantie (l'hydraulique, le biogaz) et (2) d'autre part les énergies renouvelables dont la production n'est pas garantie (éolien, photovoltaïque).

La Réunion possède un très fort potentiel d'ensoleillement. Ce territoire insulaire se prête donc bien au développement de l'énergie solaire. Le développement de l'énergie éolienne est limité à cause de la saison cyclonique. Le projet d'autonomie en énergie sur l'île de la Réunion d'ici à 2030 défini par l'ARER repose notamment sur l'augmentation de la puissance



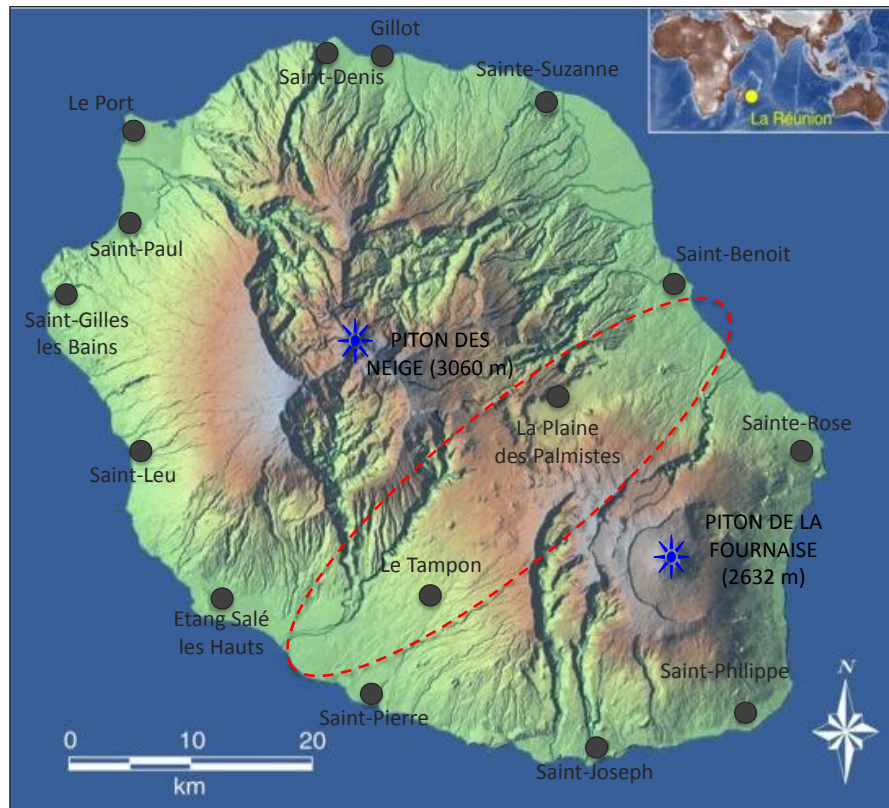


FIGURE 1.2 : Topographie de l'île de la Réunion. Source : [Badosa *et al.*, 2013]

solaire intégrée au réseau électrique (Fig. 1 (point 2)).

1.2 Problématique de l'insertion des énergies renouvelables non garanties

L'intégration des EnR non garanties au sein des réseaux électriques est une problématique importante. Dans le cadre insulaire, celle-ci est d'autant plus importante que les moyens de production sont limités par l'espace disponible. Les EnR non garanties sont des énergies intermittentes avec une forte variabilité diurne (figure 1 (point 3)). En effet, pour le photovoltaïque et l'éolien, il est difficile de prévoir la puissance disponible à l'avance compte tenu des variations météorologiques. Une variation subite de l'ennuagement par exemple peut provoquer une chute de la puissance solaire disponible, ce qui peut conduire à des complications quant au maintien de l'équilibre consommation/production. Pour éviter ce problème, un arrêté du 23 avril 2008 fixe une limite de la puissance produite des EnR à injecter sur le réseau électrique à 30 % (excepté les énergies hydrauliques qui sont garanties). Pourtant, ce seuil a déjà été atteint sur l'île de la Réunion au même titre que sur la Guyane ou la Corse.

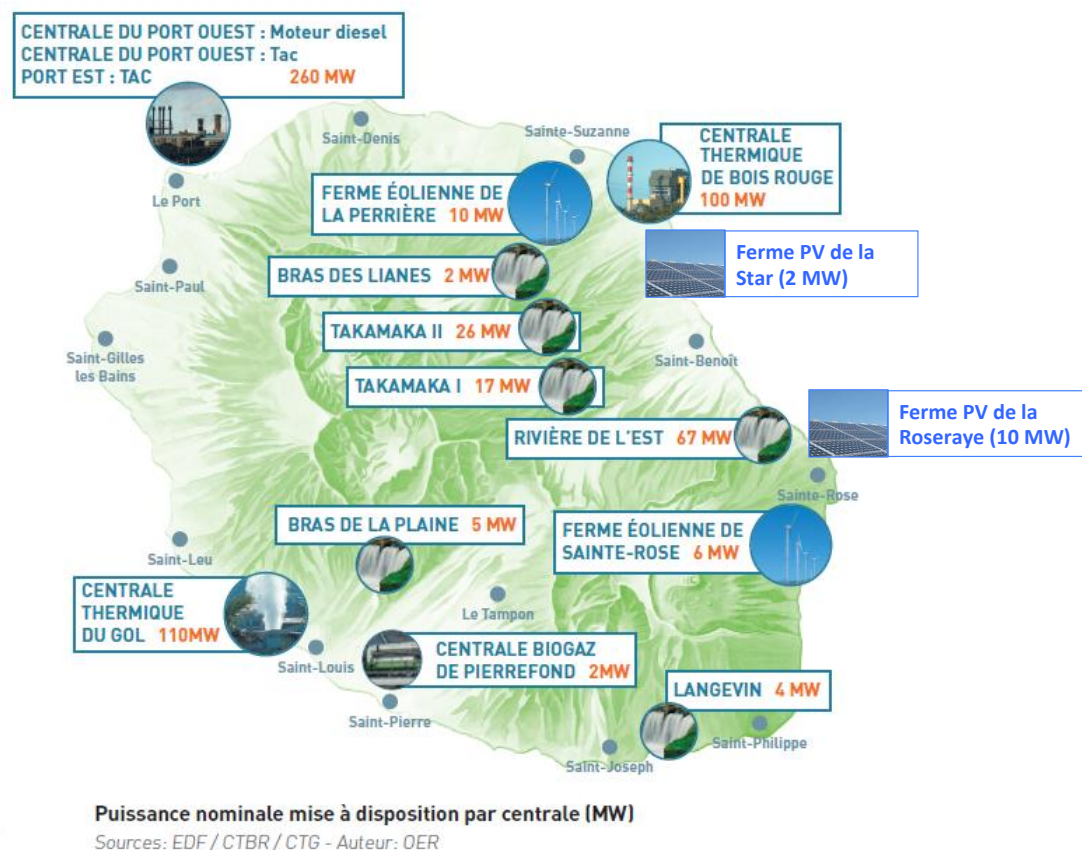


FIGURE 1.3 : Schéma représentant les principales sources d'énergies disponibles sur l'île de la Réunion. Source : EDF et ARER

Afin d'améliorer l'intégration des EnR non garanties sur le réseau, il semble nécessaire d'utiliser une technologie couplant des moyens de stockage d'énergie à une prévision des ressources renouvelables disponibles (figure 1 (point 4)). Une prévision efficace pourrait peut-être permettre d'augmenter le seuil des 30 %. De plus, la diminution de la variabilité et de l'intermittence de ces énergies pourraient être effectuées en «foisonnant» (en mutualisant) les différentes sources d'EnR éloignées géographiquement.

Le stockage de l'énergie permettrait ainsi de lisser la production. Lors de forte production par les EnR, une batterie serait chargée et restituerait l'énergie lors d'une grosse chute de production durant la journée. La prévision des énergies intermittentes permettrait de connaître l'état de la ressource d'énergie disponible à l'horizon de temps souhaité. L'ensemble de ces deux méthodes permettrait d'établir un planning de gestion de la répartition de l'électricité sur le réseau (figure 1 (point 5)).

Pour produire une prévision du rayonnement solaire au sol pour la production photovoltaïque, il existe plusieurs types de méthodes de prévision qui dépendent des types de données utilisées et de l'horizon de prévision désiré. La figure 1-(5) résume la répartition de ces méthodes selon l'horizon de prévision et la résolution spatiale couverte par chacune des méthodes :

1. Modèle de prévision météorologique numérique : les modèles numériques calculent

l'état de l'atmosphère en discrétisant par des algorithmes de résolution numérique les équations de la thermodynamiques. Ils vont fournir une prévision des variables météorologiques courantes décrivant l'état de l'atmosphère en un point de grille et à une échelle de temps correspondant au modèle utilisé. Les résolutions spatiales et temporelles varient selon les modèles utilisés, qui sont configurés selon les objets physiques qu'ils cherchent à calculer afin d'optimiser le temps de calcul. L'horizon de prévision des modèles de prévision numérique peut-être assez important, allant d'une heure à quelques jours.

2. Données satellite : les satellite météorologiques géostationnaires fournissent des images de l'atmosphère sur l'ensemble du globe avec une résolution temporelle en dessous du pas horaire. La résolution horizontale des satellite géostationnaires est variable mais reste souvent de l'ordre du kilomètre, voir en deçà (Meteosat 7 : 2,5 km). L'horizon de prévision atteint est généralement de l'ordre de quelques heures.

3. Méthodes statistiques : les prévisions basées sur des méthodes statistiques reposent sur l'analyse de séries temporelles d'observations. Certaines méthodes, comme la méthode de persistance, sont basées sur l'extrapolation des tendances passées de la variable que l'on veut prévoir. D'autres méthodes, comme les méthodes de régression ou les réseaux de neurones, s'appuient sur une ou un ensemble de variables et vont rechercher et estimer les relations entre ces différentes variables pour donner leur contribution aux phénomènes que l'on cherche à étudier. L'horizon de prévision est variable car il dépend fortement de la résolution temporelle de l'échantillon.

4. Imagerie sol : les imageurs sol (caméra possédant un grand angle de vision de 180°) permettent d'obtenir des images du ciel montrant la couverture nuageuse avec une résolution spatiale correspondant à celle du capteur utilisé. La résolution temporelle est de l'ordre de la seconde. Cette méthode couvre un horizon de prévision allant du très court terme (quelques minutes) jusqu'à 30 minutes.

Le choix des méthodes de prévision dépend beaucoup de l'échelle de variation spatiale et temporelle de la ressource que l'on cherche à prévoir et sur quel horizon de temps.

Le principal problème lié à la prévision de l'énergie solaire vient de la complexité et de la rapidité des phénomènes de formation et d'évolution des nuages sur l'île de la Réunion. Afin de cerner l'importance de la variabilité de l'ennuagement sur l'île de la Réunion, des études ont été effectuées sur la disponibilité de la ressource solaire.

1.3 Variabilité de la ressource solaire sur l'île de la Réunion

Avec les forts reliefs et la localisation de l'île de la Réunion, il est facile d'imaginer que la variabilité de l'ennuagement est importante. La rayonnement solaire au sol est un bon moyen d'observer cette variabilité. Afin d'en avoir une idée réelle, une étude a été effectuée sur la variabilité du rayonnement solaire sur l'île en constituant des régimes de rayonnement.

Dans l'étude de [Badosa *et al.*, 2013], la variabilité spatiale et temporelle du rayonnement solaire est décrite en utilisant une classification en régime de temps.

[Badosa *et al.*, 2013] cherchent des paramètres qui puissent caractériser les différentes journées. Il utilise les données horaires de rayonnement de 7 stations Météo-France réparties autour de l'île pour les années 2007 à 2008.

Afin de s'affranchir des variations diurnes et saisonnières déterministes, l'indice de ciel clair $R(t)$ est défini par le rapport entre le rayonnement mesuré $I_{mes}(t)$ et le rayonnement théorique en ciel clair $I_{clair}(t)$:

$$R(t) = \frac{I_{mes}(t)}{I_{clair}(t)} \cdot 100 \quad (1.1)$$

Cet indice sera utilisé à plusieurs reprises dans le reste de la thèse. La première caractéristique pour regarder la variabilité du rayonnement est de connaître la puissance solaire totale sur une journée, DIR (Daily Relative Irradiation), calculée de la manière suivante :

$$DIR = \frac{\sum I_{mes}(t)}{\sum I_{clair}(t)} \cdot 100 \quad (1.2)$$

En plus du DIR, trois paramètres sont définis : Total Accumulative Relative Change (TARC), Total Relative Change (TRC) et le Random Absolute Relative Change (RARC).

- le TARC représente la variabilité du rayonnement solaire d'une heure sur l'autre accumulée entre 10h et 16h en valeur absolue.

- le TRC représente la différence entre l'ensoleillement de l'après-midi et l'ensoleillement du matin. Il représente donc la tendance journalière de l'ensoleillement.

- le paramètre RARC est calculé en effectuant la différence en valeur absolue de TARC et de TRC. Il représente la variabilité du rayonnement non contenue dans la tendance journalière.

A l'aide du DIR, TRC et RARC, le nombre de classe optimal obtenu est de 5 classes de rayonnement. Elles sont représentées sur la figure 1.4 par un exemple de courbe de rayonnement global sur la station de Gillot sur la côte Nord de l'île (Fig. 1.2).

On trouve deux classes opposées, une caractéristique d'une journée dont le rayonnement correspond complètement à la classe « clair » et une autre caractéristique d'une journée dont le rayonnement correspond à la classe « couvert 7 ». Deux autres classes représentent une variation du rayonnement avec une tendance jour/nuit. La classe PM clair présente un faible ensoleillement le matin et un ensoleillement presque clair l'après-midi. A l'inverse, la classe AM clair présente un régime clair le matin et une chute assez brutale du rayonnement en début d'après-midi. Le dernier régime correspond au régime aléatoire avec une assez forte variabilité horaire du rayonnement.

Afin de regarder la variabilité spatio-temporelle de ces 5 régimes sur l'île, une étude statistique a été effectuée sur 10 ans sur les différentes stations Météo-France de l'île. La carte 1.5 représente la fréquence d'apparition de ces régimes sur chaque station. Le régime clair est défini en bleu, le régime AM clair en vert, le régime PM clair en jaune, le régime couvert en noir et le régime aléatoire en rouge. Il apparaît clairement une variabilité spatiale importante, d'une part entre les côtes et l'intérieure des terres, et d'autre part entre les côtes Ouest/Est et Nord/Sud de l'île.

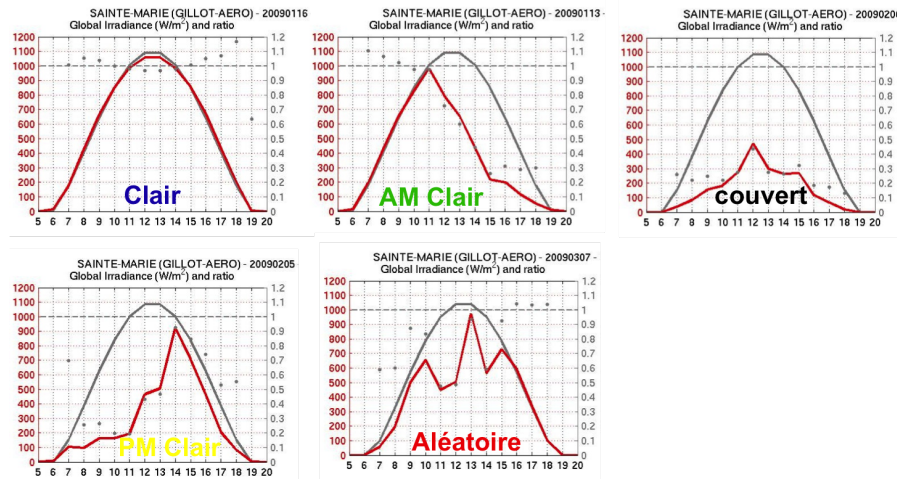


FIGURE 1.4 : Courbes du rayonnement global (W/m^2) diurne sur Gillot pour 5 journées représentatives chacune d'une classe : Clair (bleu), AM clair (vert), Couvert (noir), PM clair (jaune), Aléatoire (rouge). La courbe grise correspond au rayonnement en ciel clair théorique. Source : [Badosa *et al.*, 2013]

Sur les côtes, les régimes qui prédominent sont les régimes clair et AM clair tandis que sur les sommets/pentes, même si le régime AM clair reste prédominant, la fréquence d'apparition des régimes couvert, PM clair et aléatoire est beaucoup plus importante. On voit également une disparité entre l'Est et l'Ouest de l'île sur les côtes. A l'Ouest/Nord-Ouest, les régimes clair et AM clair sont prédominants. Au Nord-Est de l'île, les régimes majoritaires restent les régimes clair et AM clair mais une fréquence plus importante de régimes PM clair et couvert apparaît.

Cette étude a mis en évidence la forte variabilité spatiale et temporelle de la ressource solaire sur l'île de la Réunion d'une journée sur l'autre et au sein d'une même journée. Elle a démontré l'importance de comprendre et de prévoir cette variabilité afin d'utiliser cette ressource à un niveau industriel.

2 Projet PEGASE

Dans cette optique, le projet PEGASE a vu le jour en 2011. Il a pour but d'expérimenter et de valider l'utilisation des prévisions d'énergies renouvelables (solaire et éolienne), intermittentes et non garanties, combinée à un système de stockage d'énergie électrique sur le réseau de l'île. PEGASE va ainsi tester si la prévision de la ressource solaire permet de réduire les fluctuations de production et d'optimiser le mix-énergétique sur des échelles de prévision allant de 10 minutes à quelques dizaine d'heures.

Les différents partenaires du projet PEGASE sont le groupe EDF, Météo-France et le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD)/Ecole Polytechnique (EP) qui a été financé par l'ADEME (Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie) :

1. EDF R&D et SEI se sont occupés de la gestion de la production d'électricité et de la batterie. Ils ont eu en charge de développer des tests sur le réseau électrique de l'île de la

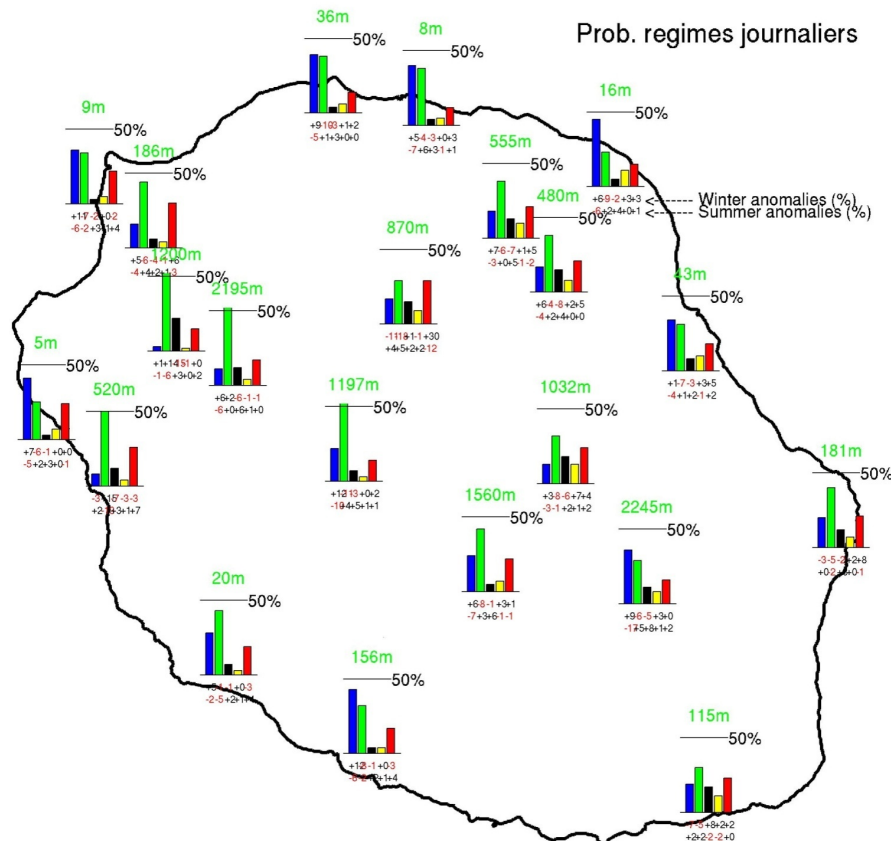


FIGURE 1.5 : Fréquence d'apparition des différentes classes de rayonnement sur chaque station de l'île (avec la permission de J. Badosa).

Réunion et de gérer le dispatching de l'électricité. Ils ont également développé un réseau de capteurs dans deux fermes photovoltaïques : La Roseraie à l'est et La Star au nord (Fig. 1.3). Afin de mener à bien le projet, EDF a mis à disposition les données de :

- 2 fermes photovoltaïques (La Roseraie de 10 MW et La Star de 2 MW).
- 1 batterie de stockage d'électricité NaS (Sodium-Soufre) d'un 1 MW utilisée en charge et décharge afin de lisser la production.

2. Météo-France a installé et configuré le modèle de prévision météorologique AROME (Application de la recherche à l'opérationnelle à méso-Échelle) sur l'île de la Réunion en mode opérationnel. A ce jour, une base de données de 45 mois est disponible.

3. LMD/Ecole Polytechnique : sur ce projet, le LMD a travaillé sur le développement d'une solution innovante à la prévision photovoltaïque. Nous avons développé deux axes conjoints d'études. Le premier sur le développement d'un outil de prévision et le deuxième sur la compréhension de la variabilité de l'enroulement sur l'île de la Réunion. Ce travail de thèse s'est focalisé sur la deuxième partie.

Les différentes méthodes de prévisions (satellite, modèle, statistique, etc.) donnent des

informations différentes et complémentaires. Actuellement, les travaux sur le développement de prévisions tendent à développer des méthodes hybrides. Par exemple, les travaux de thèse menés par [Dambreville, 2014] développent une méthode basée sur les données satellitaires et les données in situ (pyranomètre, images hémisphériques) dans le cadre d'une prévision de rayonnement intra-horaire. Ces travaux ouvrent la voie à de nouvelles techniques couplant les différentes méthodes de prévisions, qui permettront d'élargir les horizons de prévisions ainsi que la résolution.

Les travaux, menés au LMD pour le projet PEGASE par J. Badosa et M. Haeffelin, sur le développement d'outils de prévision du rayonnement en couplant les images satellite à un modèle numérique, s'inscrivent dans cette dynamique. Les avantages des images satellite résident dans la fréquence des données (toutes les 30 minutes pour Meteosat7), la résolution spatiale fine échelle (2,5 km), la couverture spatiale qu'elle documente. Les méthodes existantes sur la prévision de l'évolution du champ nuageux à partir des données satellite reposent sur des méthodes de « cloud motion vectors » (par exemple dans [Schmetz *et al.*, 1993], [Hammer *et al.*, 1999]). Elles consistent à suivre un champ nuageux en effectuant une prévision de trajectoire. Cette méthode est efficace pour suivre des nuages advectés sur de grandes échelles spatiales. Dans le cas de l'île de la Réunion, cette méthode semble peu adaptée pour suivre la formation et le développement de nuages locaux.

3 Objectifs et déroulement de la thèse

3.1 Objectifs de la thèse

L'idée autour de laquelle se développe la prévision de rayonnement solaire serait d'utiliser les images satellite en se basant sur des scénarios de développement nuageux. La thèse a pour objectif de développer les connaissances dont on a besoin pour expliquer la variabilité du rayonnement solaire observée au travers des régimes de temps obtenus dans l'étude de [Badosa *et al.*, 2013]. Les différentes questions qui se posent sont les suivantes :

- Quelles sont les performances du modèle AROME ? Le modèle est-il en mesure de reproduire correctement les paramètres influençant le cycle de vie des nuages ?
- La donnée de rayonnement n'existe pas la nuit. Peut-on trouver des indicateurs de l'ensoleillement en début de matinée ? Est-ce que l'ennuagelement en fin de nuit a une influence sur l'ennuagelement en début de matinée ?
- Comment expliquer chacun des régimes de temps obtenu sur l'ensoleillement ? Y a-t-il des paramètres clés qui distinguent une journée claire d'une journée claire le matin et nuageuse l'après-midi ?
- Peut-on trouver des paramètres prédictifs qui permettent d'expliquer la variabilité spatio-temporelle du rayonnement solaire, donc de la couverture nuageuse, et qui puissent s'intégrer dans une prévision photovoltaïque ?

- Peut-on définir des régimes d'ennuagement avec une incertitude attribuée à chacun ?
Quelle variabilité au sein même d'un régime ?

3.2 Déroulement de la thèse

Ce manuscrit se déroule en deux parties après une introduction sur la dynamique globale et celle propre aux îles tropicales.

1. La première partie présente les outils utilisés et leurs évaluations. L'outil principal est le modèle de prévision de temps opérationnel, AROME, développé par Météo-France. Le modèle a été configuré par Météo-France pour réaliser des prévisions opérationnelles sur l'île de la Réunion depuis mai 2011. Il fournit des données horaires tous les jours calculées sur un domaine de 152 x 176 pixels de 3 km de résolution horizontale. Depuis, nous avons obtenu trois années de prévisions horaires couvrant des échéances de 0 à 36h. Les variables thermodynamiques courantes (température à 2 mètres (T2m), la vitesse et la direction du vent à 10 mètres (V10m et Dir10m), la hauteur de la couche limite (CLA)) sont présentes dans les fichiers.

Le modèle a été notre outil de recherche durant le reste de ce manuscrit. On l'a donc évalué à l'aide des données des stations météo sol pour les variables de vent et de température au sol sur l'île et à l'aide des réanalyses d'ECMWF pour valider les variables de vent et de température à grande échelle. Afin de pouvoir valider et comparer l'ennuagement, les données sol de rayonnement en différents points de l'île sont utilisées pour évaluer le rayonnement. Les images satellite de Météosat7 sont également utilisées afin de valider la localisation et la forme des nuages. Cette étude nous permet d'étudier la variabilité spatiale et temporelle de l'ennuagement sur l'île de la Réunion et de faire des régimes d'ennuagement.

2. La deuxième partie du manuscrit est réservée à l'étude du cycle de vie des nuages sur l'île de la Réunion. Les différentes études de cette partie sont effectuées sur des cas d'études à partir des prévisions AROME validées. Trois études principales ont été effectuées qui suivent le cycle diurne d'ensoleillement.

La première étude décrit et explique la formation de nuages durant la nuit. Cette étude se place au sein d'études effectuées sur la dynamique locale et sur la formation de nuages locaux notamment sur l'île d'Hawaï ([Leopold, 1949] et [Garrett, 1980]). Dans cette étude, nous verrons également dans quelle mesure les scénarios d'ennuagement obtenus durant la nuit peuvent donner une information sur la formation de nuages en journée et la variabilité observée.

La deuxième étude porte sur les mécanismes d'étalement des nuages. En effet, de grands « panaches » de nuages partant de l'île et s'étalant sur la mer sont observés. Nous cherchons à expliquer ce phénomène qui se produit en début d'après-midi par une étude de cas. Des étalements sont observés notamment sur deux des côtés de l'île, à l'Ouest et au Nord. Ces deux étalements seront étudiés.

Enfin, la troisième étude du manuscrit traite des facteurs obtenus grâce aux études précédentes, influençant les incertitudes de prévision du rayonnement solaire.

Afin de mener ce projet à bien, différents types de données couvrant différentes échelles spatiales et temporelles ont été utilisées : les données des stations sol de Météo-France ré-

parties sur l'île, les données du satellite Meteosat7 et les prévisions du modèle numérique AROME de Météo-France. Ces données et le modèle seront présentées dans la partie II.

2

DESCRIPTION DE LA PHYSIQUE ATMOSPHERIQUE À GRANDE ET MÉSO-ÉCHELLE

Sommaire

1	Circulations et physiques atmosphériques	44
1.1	Echelles spatiales et temporelles de la circulation atmosphérique . . .	44
1.2	Lois thermodynamiques du comportement de l'atmosphère	45
2	Circulation atmosphérique globale et à méso-échelle	48
2.1	Circulation générale de l'atmosphère sur les tropiques	48
2.2	Hauteur d'inversion des alizés	50
2.3	Couche limite atmosphérique : Évolutions diurne et nocturne	50
2.4	Transports horizontaux et verticaux	52

Dans une première section, nous commençons par décrire succinctement les différentes échelles spatiales et temporelles de l'atmosphère. Nous présenterons ensuite les bases théoriques de la circulation atmosphérique de grande à plus petite échelle et comment celle-ci a un impact sur la circulation autour de l'île de la Réunion.

Dans une deuxième section, nous décrirons la circulation générale au-dessus des tropiques, plus spécifiquement dans l'hémisphère Sud. Nous verrons également quels sont les processus physiques influençant à méso-échelle l'île de la Réunion. La circulation générale et les processus thermodynamiques associés sont bien décrits dans [Malardel, 2009] ou [Ahrens, 2012].

1 Circulations et physiques atmosphériques

1.1 Echelles spatiales et temporelles de la circulation atmosphérique

Les différents processus physiques qui régissent la dynamique et la thermique de l'atmosphère permettent de déterminer sa structure. L'atmosphère peut-être représentée par une superposition de couches qui la partagent en différentes régions ayant chacune des propriétés respectives (Figure 2.1). On considère en général que l'atmosphère a une épaisseur de 100 km. Son extension verticale représente environ 1 % du rayon de la terre. Mais 99 % de sa masse est contenue dans les 30 premiers kilomètres de l'atmosphère. C'est dans cette couche que se passe les principaux phénomènes météorologiques.

Cette couche se caractérise par une décroissance de la température en fonction de l'altitude (environ 6°C par kilomètre). Dans cette zone, les principaux phénomènes météorologiques sont observables et des mouvements horizontaux et verticaux s'y manifestent intensément.

La première couche de l'atmosphère comprise entre le sol et 10 à 15 km d'altitude est appelée la troposphère. Dans la troposphère, la température décroît rapidement avec l'altitude, environ de 6°C par kilomètre quelle que soit la latitude, ainsi que la pression atmosphérique et la masse volumique de l'air. C'est dans la troposphère que se situe la majeure partie de la masse atmosphérique et presque toute la vapeur d'eau. Les échanges de masse, de chaleur et de quantité de mouvement sont intenses dans cette couche. Les écoulements sont turbulents et la troposphère est le siège de la plupart des phénomènes météorologiques. Elle est divisée en deux couches : la couche limite atmosphérique (CLA) et la troposphère libre (TL) au-dessus.

La couche limite atmosphérique est la couche la plus proche du sol et varie selon la localisation sur terre de 1 à 5 km d'altitude. Elle est caractérisée par le fait que les processus dynamiques et thermiques qui s'y déroulent découlent de l'influence de la surface continentale ou océanique (friction, réchauffement/refroidissement, effets des reliefs...). Le transport vertical devient significatif. Ces phénomènes ont des constantes de temps de réaction courtes de l'ordre d'une journée ou moins.

Au-dessus de la troposphère se trouve la stratosphère, mésosphère et thermosphère qui présentent des profils de températures parfois décroissants, parfois croissants, aux propriétés thermodynamiques très différentes. Le sujet de thèse se déroule dans la troposphère et nous n'aborderons pas la physique des autres couches atmosphériques.

Les phénomènes atmosphériques se produisent sur différentes échelles spatiales et temporelles. La circulation générale s'étend sur l'ensemble de l'atmosphère. Les écoulements autour des bâtiments sont décrits sur des échelles de tailles de l'ordre du mètre. Chaque type de circulation peut-être décrit à l'aide de son extension horizontale et de sa durée de vie approximative. La figure 2.2 extraite de [Chemel, 2005] présente les différentes échelles ainsi que les classifications qui ont été effectuées auparavant ([Stull, 1988], [Pielke, 1984], [Orlanski, 1975], [Thunis et Bornstein, 1996]). Les systèmes anticycloniques et dépressionnaires sont ainsi d'échelles synoptiques (dites aussi régionales ou macro), les systèmes de vents thermiques comme les brises de mer/terre se produisent à méso-échelle tandis que la turbulence et les tourbillons sont de l'ordre de la micro-échelle.

Dans la présente étude, on s'intéressera surtout à la méso-échelle et à la micro-échelle,

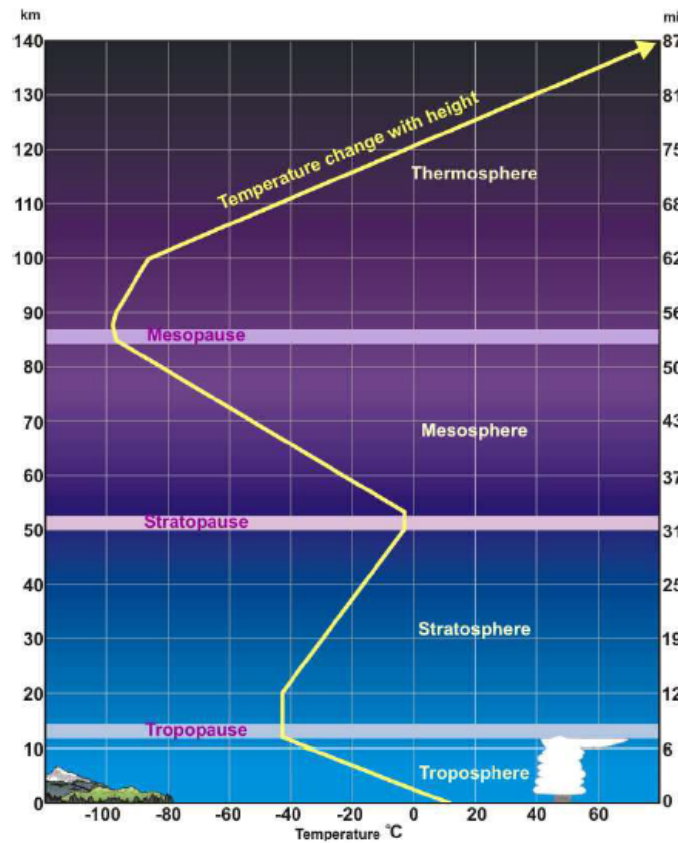


FIGURE 2.1 : Structure schématique de l'atmosphère.

c'est-à-dire à des distances de l'ordre de la dizaine de kilomètres à la dizaine de mètres sur des durées journalières ou horaires.

1.2 Lois thermodynamiques du comportement de l'atmosphère

Les différentes équations utilisées pour décrire l'évolution du comportement d'un fluide au sein de l'atmosphère sont issues des lois de conservation. Pour une quantité de matière considérée, la masse, la quantité de mouvement ou encore la quantité d'énergie sont conservées. Comme il est difficile de suivre l'évolution d'une quantité de matière, l'approche eulérienne est donc préférée et consiste à caractériser le fluide dans une région spatiale fixe. Les lois de Navier-Stokes permettent de décrire le comportement d'un fluide atmosphérique.

Loi de conservation de la masse

L'équation de la conservation de la masse, aussi appelée équation de continuité, s'obtient en écrivant le bilan global de masse d'un fluide à l'intérieur d'un volume fixe Ω , entouré par la surface S .

$$\frac{dm}{dt} = \frac{d}{dt} \int_{\Omega} \rho d\Omega = \int_{\Omega} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \int_S \rho \vec{u} \cdot \vec{n} dS \quad (2.1)$$

L'équation locale de continuité se déduit de l'équation précédente.

Echelle spatiale ℓ	Echelle temporelle	Stull (1988)	Pielke (1984)	Orlanski (1975)	Thunis and Bornstein (1996)	Phénomènes atmosphériques
10000 km	1 mois	Macro	Synoptique	Macro- α	Macro- α	Circulation générale, ondes longues
2000 km	1 semaine			Macro- β	Macro- β	Cyclones synoptiques
200 km	1 jour			Méso- α	Macro- γ	Fronts, ouragans
20 km	1 heure	Méso	Méso	Méso- β	Méso- β	Jets de basse couche, lignes de grains, brises de mer, vents locaux, effets urbains
2 km				Méso- γ	Méso- γ	Orages, turbulence en air clair
200 m	30 min			Micro- α	Méso- δ	Nuages, tornades, écoulements catabatiques
20 m	1 min	Micro	Micro	Micro- β	Micro- β	Panaches, sillages, trombes d'eau, tourbillons
2 m	1 s			Micro- γ	Micro- γ	Turbulence, ondes sonores
				Micro- δ	Micro- δ	

FIGURE 2.2 : Classification des échelles spatiales et temporelles d'après [Chemel, 2005].

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}) = 0 \quad (2.2)$$

Loi de conservation de la quantité de mouvement

Les équations de Navier-Stokes relient les variations de quantité de mouvement d'un élément considéré dues à l'application des forces de volume (la force de gravité), des forces de surface (les forces de pression, les forces dues à la tension de surface, les forces de viscosité) et des pseudo-forces dues au fait que le bilan de quantité de mouvement soit exprimé dans le repère tournant lié à la terre (force centrifuge et de Coriolis). L'équation (2.3) écrite dans sa forme locale, fait intervenir la dérivé totale de la quantité de mouvement, le tenseur de contraintes visqueuses \vec{T} , la pesanteur \vec{g} , les forces de pressions \vec{p} , et la force de Coriolis sur le domaine $\Omega : 2\vec{\Omega} \wedge \vec{u}$

$$\frac{d\rho \vec{u}}{dt} = \rho \vec{g} + 2\rho \vec{\Omega} \wedge \vec{u} + \text{div} \vec{T} - \nabla \vec{p} \quad (2.3)$$

Loi de conservation de l'énergie

Le premier principe de la thermodynamique décrit la conservation de l'énergie :

$$\frac{\partial \rho C_p T}{\partial t} + \text{div} \rho C_p T \vec{u} = \frac{Dp}{Dt} + \lambda \Delta T + \text{div} \vec{r} + \Phi + \delta Q \quad (2.4)$$

avec C_p la capacité calorifique de l'air, T la température de l'air, λ la conductivité thermique, \vec{r} le flux de chaleur radiatif, Φ la chaleur dissipée par frottement visqueux et δQ les autres sources diabatiques.

Loi de la thermodynamique et formation de nuages

La troposphère contient la majorité de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. La vapeur d'eau, le gaz le plus important en météorologie, est à l'origine de nombreux phénomènes qui entrent en jeu dans le cycle de l'eau, comme la formation des nuages ou les précipitations. A cause de la pression importante juste au-dessus du sol, la troposphère contient 80 % de la masse totale de l'atmosphère.

Pour l'air sec, on peut calculer le gradient de température d'une manière assez simple. Lorsqu'une particule d'air s'élève et reste insaturée (pas de condensation en gouttelettes de nuage), sa température varie selon le gradient adiabatique sec Γ_{sec} . Avec la relation de l'hydrostatique cette grandeur vaut $\Gamma_{sec} = g/C_p = 9,8 \text{ K.km}^{-1}$, où g est l'accélération due à la gravité terrestre et C_p la chaleur spécifique massique de l'air sec à pression constante.

Cependant, dans l'atmosphère une parcelle d'air est rarement sèche. La vapeur d'eau contenue dans l'air va pouvoir subir des changements d'état et passer de l'état gazeux à l'état liquide (gouttelettes nuages, pluie) ou à l'état solide (cristaux de glace primaire, neige, grêle). Ces changements d'états peuvent être causés par des mouvements verticaux de la parcelle d'air. L'humidité relative HR est définie comme le rapport de la pression partielle en vapeur d'eau d'un volume d'air notée e , sur la pression de vapeur saturante e_{sat} selon la relation (2.5).

$$HR = e/e_{sat} \quad (2.5)$$

Quand la pression de vapeur devient saturante, la particule d'air humide ne peut plus absorber de vapeur d'eau sans former de l'eau liquide. La pression partielle ne varie pas avec l'altitude, par contre la pression de vapeur saturante diminue avec une baisse de la température selon la loi de Clausius-Clapeyron.

Selon cette loi, une augmentation de l'altitude a pour impact de diminuer la pression de vapeur saturante et ainsi d'augmenter l'humidité relative d'une parcelle d'air. Lorsqu'une particule d'air s'élève suffisamment pour atteindre une humidité relative de 100 %, de l'eau condensée (liquide ou solide) apparaît. Les mouvements verticaux d'air humide peuvent ainsi aboutir à la formation de nuages. Lorsqu'une parcelle d'air est saturée, sa température varie selon le gradient adiabatique humide $\Gamma_{humide} = 6 \text{ K.km}^{-1}$. La température potentielle pour l'air sec se définit par (2.6).

$$\theta_{sec} = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (2.6)$$

avec T la température du volume d'air, P la pression du volume d'air, P_0 la pression au niveau de la mer, R la constante des gaz parfaits et C_p la chaleur spécifique massique de l'air sec à pression constante. En présence de vapeur d'eau l'expression de la température potentielle devient

$$\theta_{humide} = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{(1-0,251q_v)R}{C_p}} \quad (2.7)$$

où q_v est le rapport de mélange en vapeur d'eau (en kg d'eau par kg d'air). Etant donné que q_v est très petit devant 1 dans les régions tempérées, on utilise l'expression de la température potentielle pour l'air sec pour calculer la température potentielle de l'air humide non saturé, soit $\theta = \theta_{sec} = \theta_{humide}$. On définit la température virtuelle par l'équation (2.8) et la température potentielle virtuelle est définie par l'équation (2.9).

$$T_v = T(1 + 0,608.q_v) \quad (2.8)$$

$$\theta_v = T_v \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p} \quad (2.9)$$

La température potentielle virtuelle est utilisée pour regarder la stabilité de l'atmosphère et pour définir la hauteur de la couche limite atmosphérique. L'ensemble de ces équations permettent de décrire l'ensemble d'un système atmosphérique.

2 Circulation atmosphérique globale et à méso-échelle

2.1 Circulation générale de l'atmosphère sur les tropiques

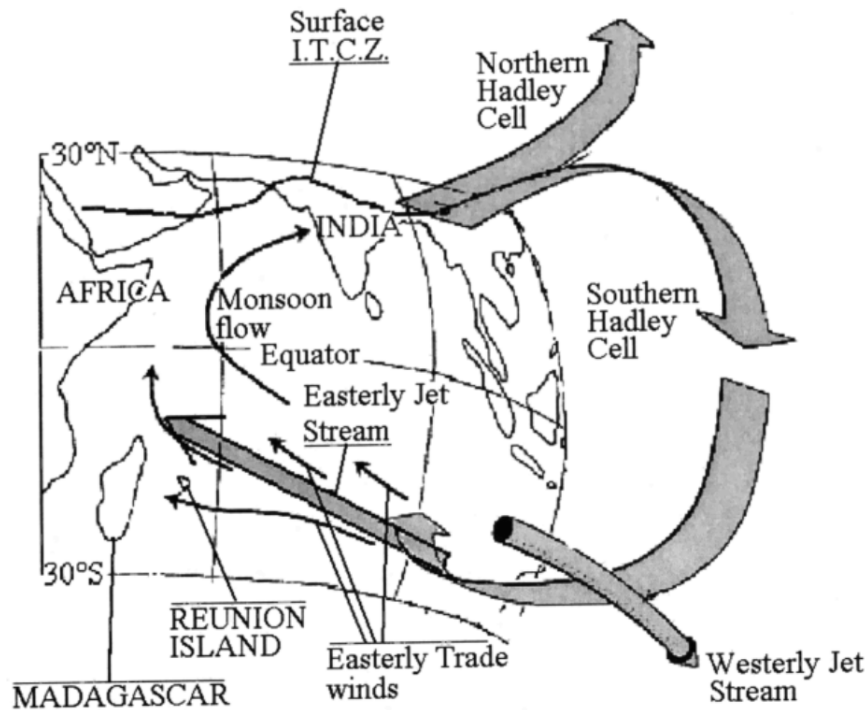


FIGURE 2.3 : Représentation de la circulation atmosphérique au-dessus de l'île de la Réunion dans l'océan Indien, tirée de [Taupin *et al.*, 1999].

La circulation générale est forcée par le déséquilibre thermique radiatif à la surface terrestre. La structure zonale de cette circulation est caractérisée par trois cellules dans chaque hémisphère.

(1) La cellule de Hadley : elle est marquée par un déplacement vers le haut des masses d'air équatoriales dû au réchauffement en surface. La force de Coriolis contraint les vents à se courber sur la droite dans l'hémisphère Nord et sur la gauche dans l'hémisphère Sud donnant des vents de surface de Nord-Est et de Sud-Est (respectivement). Ces vents sont majoritairement des vents appelés alizés.

(2) La cellule polaire : dans les régions polaires, une autre cellule agit de façon similaire. Aux pôles, l'affaissement des masses d'air froides se dirigent vers les latitudes tempérées

créant des vents de Nord-Est en surface. En altitude, la convergence vers les pôles boucle la circulation au sein de la cellule directe polaire ainsi créée.

(3) La cellule de Ferrel : c'est une cellule indirectement formée entre les latitudes subtropicales et tempérées, forcée par le système des hautes et basses pressions créées par les deux autres cellules. En surface, elle présente des vents de Sud-Ouest dans l'hémisphère Nord et de Nord-Ouest dans l'hémisphère Sud. Ces vents, chauds et humides, rencontrent les vents de surface de la cellule polaire, froids et secs, et sont donc forcés de s'élever en altitude.

Les vents d'alizés présents dans l'hémisphère Nord et Sud créent une ceinture de convergence tout autour du globe présentant des vents ascendants : c'est la zone de convergence inter-tropicale ou ITCZ (Intertropical Convergence Zone). En altitude, les vents sont déviés vers l'Est et convergent vers 30°N et 30°S pour y former une ceinture de hautes pressions où l'air subsiste et ferme ainsi la cellule de Hadley.

L'interaction entre la subsidence de grande échelle et la convection dans les basses couches sépare l'air humide de la couche inférieure d'alizés de l'air froid et très sec de la couche supérieure. Cette structure est caractérisée par une inversion dynamique et thermique très nette appelée «inversion des alizés» que l'on nommera plus tard H_{inv} .

Dans les couches supérieures de la troposphère, aux latitudes tempérées, l'écoulement d'Ouest stationnaire atteint son maximum d'intensité au niveau des courants jets à une altitude comprise entre 10 et 12 km.

Conséquence pour la circulation sur l'île de la Réunion

Dans le cas de l'île de la Réunion (21°06 S, 55°3 E), située près du tropique du Capricorne dans l'océan Indien, à l'échelle synoptique, la dynamique atmosphérique autour de l'île est influencée par l'ITCZ. Dans les plus basses couches de la troposphère, l'écoulement est principalement dominé par les courants réguliers d'alizés d'Est-Sud-Est. Cette circulation prédomine durant toute l'année mais se renforce en hiver austral, entre juin et août, lorsque le centre d'action anticyclonique des Mascareignes se rapproche de l'équateur et se renforce. A plus haute altitude, typiquement au-delà de 4 km d'altitude, le champ de vent est constitué de vents d'Ouest et il est soumis à la convection tropicale et à la position du courant-jet subtropical dont l'influence est maximale durant l'hiver austral au-dessus de cette région.

L'île se trouve donc sur une zone d'opposition entre les alizés dans les basses couches atmosphériques (quelques kilomètres) et la subsidence du retour de la cellule de Hadley dans les hautes couches atmosphériques (fig. 2.3). L'île présente ainsi deux saisons distinctes :

- (1) la saison sèche en hiver austral (de juin à septembre) caractérisée par un contexte de haute pression au sud de l'océan Indien entretenant une forte subsidence avec une couche d'alizés forts et persistants.

- (2) la saison humide en été austral (de décembre à mars) caractérisée par des vents d'alizés et des flux d'Ouest plus faibles qui sont fortement perturbés par un contexte dépressionnaire et de fortes précipitations.

En vérité, au sein de chaque saison, une diversité importante de temps (humidité, température, vitesse et direction du vent dans la couche d'alizés) se rencontre. La hauteur d'inversion varie en fonction des différents régimes météorologiques rencontrés.

Dans la suite de la thèse, nous appellerons hiver, l'hiver austral et été, l'été austral.

2.2 Hauteur d'inversion des alizés

La transition qui délimite les vents d'alizés dans les basses couches et les vents d'Ouest au-dessus, dénommée l'inversion des alizés, varie selon ces circulations [Riehl *et al.*, 1979]) et ([Augstein *et al.*, 1974].

Le terme « inversion des alizés » fait référence à une inversion de température, c'est-à-dire à une augmentation de la température avec l'altitude dans une certaine couche (alors qu'en général la température décroît avec l'altitude). Elle marquerait la séparation entre un niveau inférieur humide et une couche supérieure chaude et sèche qui est le résultat de l'action de la subsidence de grande échelle. Il se trouve que cette inversion de température coïncide plus ou moins avec le sommet de la couche d'alizés.

Par la présence en basse altitude et à la forte stabilité atmosphérique qui règne à l'intérieur de la zone d'inversion des alizés, cette barrière joue un rôle considérable du fait qu'elle oppose un frein constant aux mouvements de convection en réduisant le gradient thermique vertical. La hauteur d'inversion peut-être vue en effet comme un couvercle restreignant les processus convectif dans les basses couches et limitant le développement vertical des nuages ([Mendonca et Iwaoka, 1969], [Garrett, 1980], [Leopold, 1949]).

Ces conditions de confinement vertical prévalent à plus forte raison dans les plus basses couches puisqu'en général la couche d'inversion coiffe la couche limite marine de quelques centaines de mètres d'épaisseur ([Von Engelmann *et al.*, 2005], [Lesouëf, 2010]).

La variabilité de la hauteur d'inversion a été étudiée par [Esteban, 2002], [Cao *et al.*, 2007] sur l'archipel d'Hawaï et par [Lesouëf, 2010] sur l'île de la Réunion. Elle est marquée par un cycle saisonnier fort. La figure 2.4 est extraite de [Lesouëf, 2010] et représente la vitesse du vent zonal à partir de radiosondages effectués à St-Denis entre 2007 et 2010. Ces études ont montré qu'elle était plus élevée en été atteignant jusqu'à plus de 4000 m d'altitude et plus basse l'hiver variant de 1500 m à 4000 m. La hauteur d'inversion est très peu variable et bien établie entre les mois d'avril et octobre (autour de 3000 m) alors qu'elle varie fortement sur les autres mois.

La hauteur d'inversion présente une fluctuation importante d'une année sur l'autre présenté par exemple dans l'étude de [Tran, 1995]. Des études sur Hawaï ont montré que la hauteur d'inversion moyenne présente une variation diurne entre la nuit et le jour mais qui est faiblement marquée [Albrecht, 1984] et [Cao *et al.*, 2007]. Elle est également très variable sur des échelles de temps allant jusqu'à deux semaines [Neiburger, 1961]. La hauteur d'inversion ne semble pas avoir de cycle diurne clair [Lesouëf, 2010].

2.3 Couche limite atmosphérique : Évolutions diurne et nocturne

La structure de la couche limite admet une variation diurne. Elle va varier en fonction de la rugosité du sol, de la topographie, du couvert du sol (ville, forêt, océan). La CLA sur l'île de la Réunion présente donc des caractéristiques qui lui sont propres. Dans un cas idéal, sur un sol plat et uniforme et par une journée ensoleillée, la CLA se développe suivant le cycle de la figure 2.5.

Durant la journée, l'air réchauffé au-dessus du sol s'élève depuis la surface où il règne

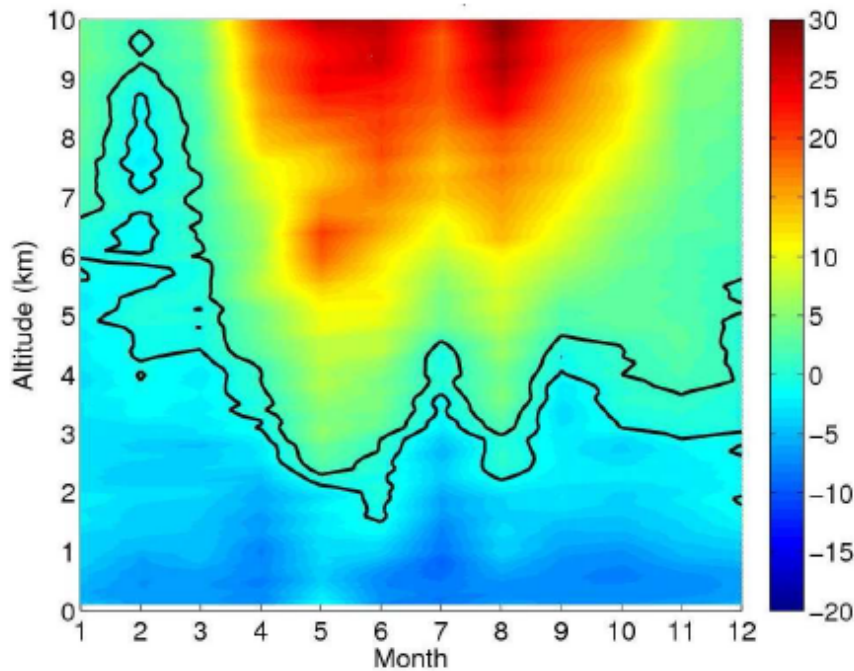


FIGURE 2.4 : Climatologie du vent zonal à La Réunion, établie à partir de 111 sondages GPS effectués à l'aéroport de Saint-Denis entre août 2007 et mars 2010, sur laquelle ont été reportés les contours de ± 1 m/s localisant la zone d'inversion des alizés. Les vitesses négatives correspondent à des vents d'Est, tandis que les vitesses positives correspondent à des vents d'Ouest. Figure extraite de [Lesouëf, 2010].

un gradient de température instable ($\partial\theta/\partial z < 0$). En s'élevant à travers la CLA, l'air se refroidit avec un taux de 0,98 K tous les 100 m tant que la pression de vapeur e est inférieure à la pression de vapeur saturante e_{sat} . Lorsque la parcelle d'air atteint la pression de vapeur saturante, elle devient sursaturée et de la chaleur de condensation est transférée à l'air environnant. La parcelle se refroidit alors avec un taux de 0,6 K par 100 m. Le profil vertical de température détermine la hauteur à laquelle la parcelle d'air n'est plus accélérée (flottabilité neutre) et où la parcelle est ralentie. Ces mouvements ascendants doivent être compensés par des mouvements descendants donnant ainsi naissance à une couche mélangée dans la plus grande partie de la CLA. La hauteur de la couche mélangée va augmenter durant la journée jusqu'à atteindre un maximum en fin d'après-midi.

Des observations ont montré que la hauteur de la couche mélangée est homogène sur un terrain où les caractéristiques de la surface changent sur une échelle plus petite que la hauteur de la CLA ([Batchvarova *et al.*, 1999]). Cela n'est pas le cas dans les régions montagneuses et sur les côtes comme pour l'île de la Réunion. A la fin de l'après-midi, le gradient dans la couche de surface sous l'effet du refroidissement du sol par rayonnement infra-rouge (IR) devient stable ($\partial\theta/\partial z > 0$). A ce moment, le développement de la couche limite convective cesse et une couche stable nocturne se développe à la surface. La partie de la CLA située au-dessus de la couche stable constitue la couche résiduelle qui est une couche neutre où la turbulence induite par la convection de journée diminue.

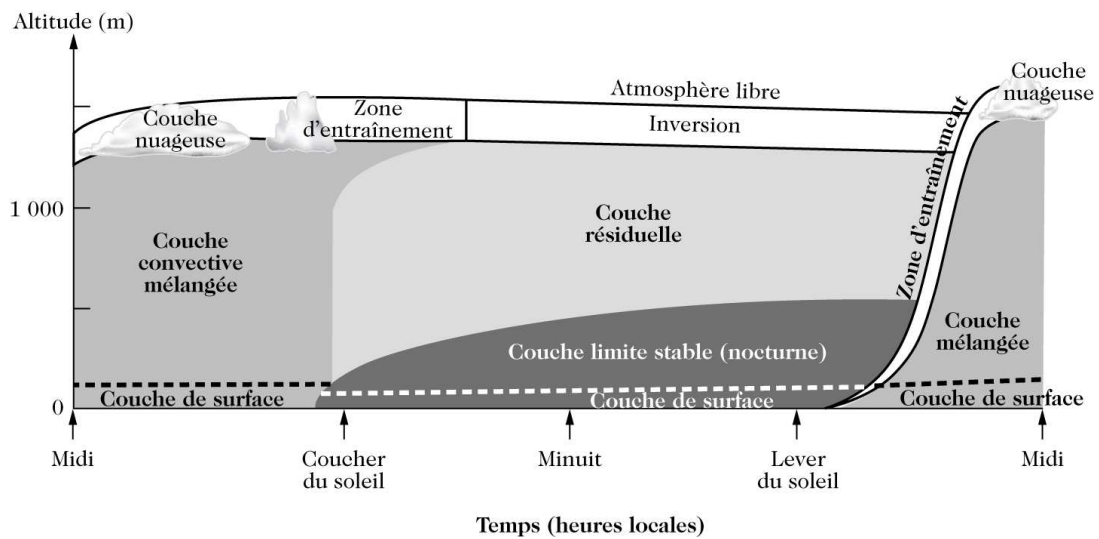


FIGURE 2.5 : Cycle diurne de la CLA d'après [Stull, 1988]

Ce cycle diurne est beaucoup plus prononcé sur les continents que sur les océans car la capacité thermique des sols continentaux est moindre par rapport à la capacité thermique des océans. Plus la capacité thermique du sol est faible, plus l'énergie solaire captée par le sol est réémise sous forme de chaleur dans l'atmosphère. Les sols continentaux sont donc caractérisés par une amplitude thermique (chauffage en journée et refroidissement la nuit) plus importante que les océans [Giordani, 2011].

2.4 Transports horizontaux et verticaux

La turbulence de l'écoulement dans la couche limite a deux sources, une mécanique (cisaillement) et l'autre thermique (flottabilité). Les mouvements dans la couche limite atmosphérique peuvent se décomposer par des variations de mouvements horizontaux et de mouvement verticaux qui dépendent de deux sources distinctes :

(1) Les variations de mouvements horizontaux dans la CLA sont contrôlées essentiellement par le paramètre de rugosité du sol et les forces de frottement de l'air.

(2) Les mouvements verticaux au sein de la CLA sont quant à eux forcés majoritairement par les processus thermiques :

- par le chauffage du sol par le rayonnement solaire qui crée de la convection ;
- par les échanges de chaleur latente dus aux changements d'état de l'eau ;
- par la convergence ou la divergence de deux masses d'air créant des zones de subsidence ou d'ascendance comme pour les dépressions et les anticyclones mais aussi pour les phénomènes de brises thermiques ;

Il arrive également que les mouvements verticaux soient initiés par un forçage dynamique notamment dans le cas où le flux rencontre un relief. Il va alors être forcé de le contourner en s'élevant en altitude, on parle alors d'ascendance orographique.

3

DYNAMIQUE ATMOSPHERIQUE À L'ÉCHELLE LOCALE SUR L'ÎLE DE LA RÉUNION

Sommaire

1	Formation des vents locaux	54
1.1	Brises thermiques	54
1.2	Vents de pentes	56
2	Modification de l'écoulement atmosphérique par le relief	57
2.1	Vision hydraulique	57
2.2	Contournement du relief : définition des régimes d'écoulement	58

Dans le chapitre précédent, nous avons décrit les processus dynamiques et thermiques associés à des échelles spatiales et temporelles de grandes et moyennes tailles. Les processus à ces échelles interagissent avec la circulation locale de l'île.

L'île de la Réunion, avec sa topographie élevée dont un sommet à plus de 3000 m, sa taille de 60 km de diamètre, ses trois cirques, son plateau et ses nombreuses ravines en font une structure très hétérogène. Les structures de vents au sein de la couche limite peuvent être variables selon le type de couvert du sol, la topographie, l'ombrage, etc. Localement, la réponse dynamique à un différentiel de gravité et de température en surface se traduit par la formation de circulations particulières, appelées courants de densité. Parmi les courants de densité, les phénomènes de brise de mer/terre et les courants de pentes (anabatiques et catabatiques) ont été beaucoup étudiés dans différents champs d'applications comme pour l'étude de la dispersion des polluants [Drobinski *et al.*, 2007], d'initiation de la convection [Simpson *et al.*, 1977] ou de formation de nuages locaux sur l'île d'Hawaï [Feng et Chen, 2001]. Dans une première partie nous allons donc étudier la formation des vents locaux (brises thermiques et vents de pentes).

En plus des structures de vents locaux dues aux hétérogénéités de surface, l'île est directement exposée à des vents d'Est chauds et humides presque toute l'année nommés les alizés. En conséquence, elle présente trois parties distinctes : (1) la partie Est de l'île directement influencée par les alizés, souvent beaucoup plus humide, que l'on nomme « zone au vent », (2) la partie Ouest de l'île que l'on nomme « zone sous le vent », en général plus sèche et (3) les côtes parallèles qui présentent le maximum d'ensoleillement.

La présence de l'île va influencer sur la dynamique de la couche limite atmosphérique en amont et modifier ses propriétés physiques tout autour de l'île et ceci en fonction de la stabilité de l'atmosphère, de la hauteur de l'obstacle et de la vitesse du flux en amont. Les phénomènes de blocage des flux en amont de l'obstacle, de contournement ou de franchissement de l'obstacle par les masses d'air, de formation de ressaut hydraulique sont des phénomènes caractéristiques de l'influence d'un obstacle sur le fluide. Dans une deuxième partie, nous allons donc voir comment la circulation à méso-échelle interagit avec la circulation locale.

1 Formation des vents locaux

1.1 Brises thermiques

Le phénomène de brise s'observe sur les côtes et sur les bords des lacs. Elles sont décrites dans [Badosa *et al.*, 2013]. La Figure 3.1.a est une représentation de ce phénomène. C'est le contraste thermique entre la terre et la mer qui en est à l'origine. La différence de température est due au réchauffement plus rapide de la terre par rapport à la mer. En effet, comme l'eau est plus transparente que la terre au rayonnement solaire et que les premiers mètres sont mélangés par la turbulence, une même quantité d'énergie va chauffer une couche plus épaisse d'eau (quelques mètres) que de terre (quelques millimètres). A cela s'ajoute le fait que la capacité thermique de l'eau est plus importante que celle du sol. Ainsi, pour un même apport d'énergie, la température de la terre va augmenter plus rapidement que celle de la mer. A l'inverse, la nuit, le bilan énergétique négatif va entraîner un refroidissement plus rapide de la terre que de la mer.

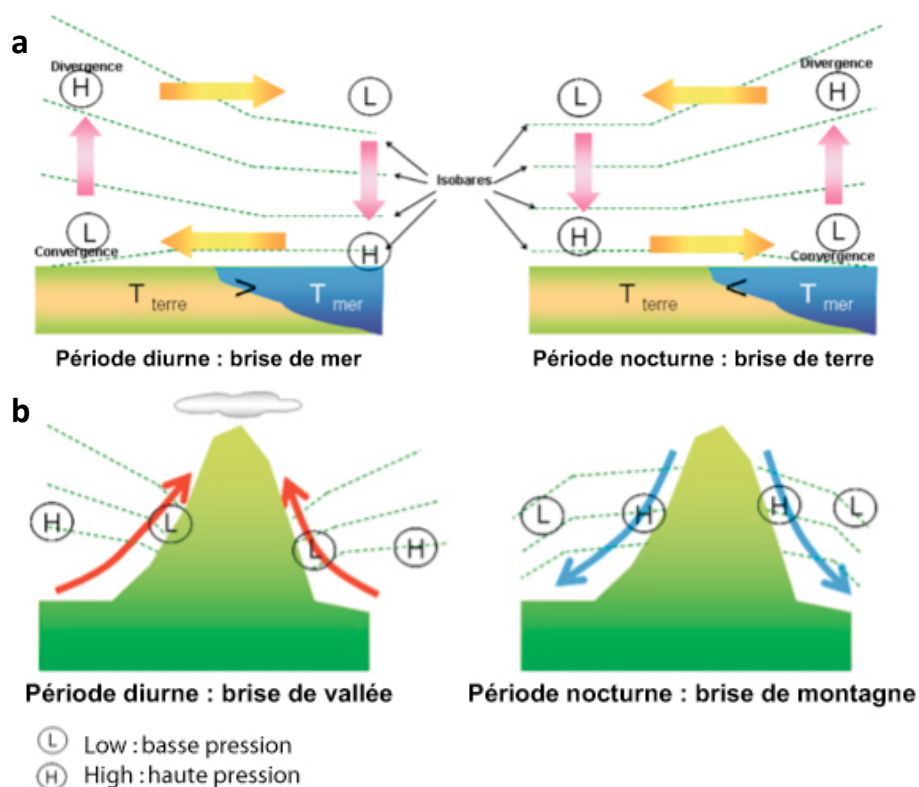


FIGURE 3.1 : Représentation des vents locaux : (a) processus de brises de mer et de terre et (b) processus de vents de pente. Source : UVED de Nicolas H.

Durant la journée, cette différence de température entre la terre et la mer a pour conséquence un flux de chaleur sensible vers l'atmosphère plus important au-dessus de la terre. L'augmentation plus importante de la température du sol entraîne davantage de mélange turbulent sur terre et donc une couche limite plus développée. Cette différence verticale d'épaisseur de couche limite entre la terre et la mer génère un gradient de pression horizontal qui induit une circulation au sommet de la couche limite de la terre vers la mer. Cette circulation contribue à une perte de masse au niveau de la colonne d'atmosphère au-dessus de la terre. En conséquence, on obtient une diminution de la pression proche de la surface terrestre créant ainsi un flux dans les basses couches dirigée de la mer vers la terre. Cette circulation se nomme la circulation de brise de mer.

La cellule se ferme en un mouvement vertical ascendant au-dessus de la terre, et en une branche subsidente au-dessus de l'eau par conservation de la masse (figure 3.1.a). La branche supérieure de la circulation de brise est appelée vent de retour [Garrett, 1980]. Ce vent de retour peut-être parfois masqué par le flux synoptique quand celui-ci devient trop important par rapport au vent de retour. L'advection de masses d'air humide provenant de la mer associée au mouvement vertical ascendant est favorable à la mise en place d'une ligne de nuages cumuliformes le long des côtes comme décrit dans [Atkins *et al.*, 1995] et [Rasmussen et Smolarkiewicz, 1993].

Au cours de la nuit, le refroidissement différentiel entre la terre et la mer est à l'origine d'un phénomène de brise de terre, inversée par rapport à la brise diurne. Cependant, la couche limite nocturne est plus stable qu'en journée et les vitesses ascendantes (cette fois

sur mer) sont plus faibles. Elle est donc plus facilement masquée par un flux synoptique même faible.

Le phénomène de brises est fortement modulé par différents facteurs synoptiques comme l'intensité et la direction du vent synoptique [Estoque, 1962] mais également par des facteurs locaux comme l'orientation de la côte par rapport au vent synoptique et par rapport à l'ensoleillement, par la topographie [Bastin *et al.*, 2005], etc.

1.2 Vents de pentes

Un phénomène similaire à la brise de mer/terre se produit en terrain montagneux (Fig. 3.1.b), où l'échauffement des pentes au soleil est propice au développement de vents locaux générés par le chauffage différentiel entre le sol et l'atmosphère libre. Parmi ceux-ci, on distingue selon [Whiteman, 2000] 4 régimes de brises agissant à des échelles spatiales différentes :

(1) Les brises de pente sont des vents parallèles aux lignes de pente. La Figure 3.1.b est une représentation de ce phénomène. Elles affectent une couche de quelques dizaines de mètres en surface. Elles se déclinent en deux catégories selon leurs sens : (1) les vents anabatiques le jour et (2) les vents catabatiques la nuit. Les vents anabatiques se mettent en place lorsque la surface des pentes est chauffée par le soleil et vont remonter les pentes. Les anabatiques sont dues aux gradients de température entre l'air sur le versant et l'air loin du versant à la même altitude qui chauffe moins vite. Les catabatiques se mettent en place dès que le soleil cesse de chauffer, à la tombée de la nuit. On les nomme souvent « courant gravitaire » car ces vents descendent le long des pentes sous l'effet de la gravité.

(2) Les brises parallèles à l'axe de la vallée sont guidées par un gradient de pression horizontal qui est engendré lui-même par des gradients de température existant dans la vallée ou des gradients de température entre la vallée et la plaine adjacente. Les vents de vallée remontent la vallée le jour et la descendent pendant la nuit.

(3) Les vents de plaine-montagne résultent du gradient horizontal de température existant entre l'air au-dessus d'un massif montagneux et l'air au-dessus des plaines avoisinantes, produisant des vents à l'échelle du massif montagneux. Ils remontent ou descendent les pentes extérieures des massifs montagneux. Ces circulations sont constituées d'une branche proche de la surface et d'une branche de retour en altitude. Elles ne restent pas confinées au relief mais se développent en profondeur au-dessus des montagnes.

(4) Les brises transversales par rapport à l'axe de la vallée sont générées par un chauffage différentiel des deux versants d'une même vallée exposés différemment au soleil. Le vent souffle alors perpendiculairement à l'axe de la vallée, du versant le plus froid vers le plus chaud.

Sur toute la partie du littoral réunionnais, la mer borde la montagne. L'île de la Réunion est formée de nombreuses ravines, d'un plateau et de plaines. On conçoit donc facilement que les différentes brises thermiques (terre/mer, montagne/vallée) puissent se combiner et que par conséquent il est difficile de les discriminer les unes par rapport aux autres. Nous appellerons donc dans le reste du manuscrit les vents sur les pentes, les vents catabatiques ou anabatiques et les vents sur les littoraux, les brises de mer et de terre en sachant que les appellations ne correspondent pas forcément aux vents observés.

2 Modification de l'écoulement atmosphérique par le relief

2.1 Vision hydraulique

La dynamique d'un fluide franchissant un relief peut-être décrite par les équations de continuité et de conservation de la quantité de mouvement en « eau peu profonde ». Elles sont bien décrites et expliquées dans [Drobinski et Thomas, 2012]. On suppose l'écoulement stationnaire, non visqueux, homogène et incompressible en équilibre hydrostatique délimité par une surface libre. Dans le cas d'un écoulement invariant selon la direction y , les équations sont les suivantes :

$$U(x) \frac{\partial U}{\partial x} + g' \frac{\partial h}{\partial x} = -g' \frac{de}{dx} \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial U h}{\partial x} = 0 \quad (3.2)$$

avec U la vitesse de l'écoulement, h la hauteur du fluide, e la hauteur de l'obstacle et g' la gravité réduite définie comme $g' = g \Delta \theta_v / \theta_v$.

En utilisant l'équation (3.2) pour substituer le terme $\frac{\partial U}{\partial x}$ de l'équation (3.1), on obtient :

$$(1 - Fr^{-2}) \frac{\partial(h + e)}{\partial x} = \frac{\partial e}{\partial x} \quad (3.3)$$

où Fr est le nombre de Froude défini par :

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{g' h}} \quad (3.4)$$

Il correspond au rapport de la vitesse d'écoulement sur la vitesse de propagation des ondes de gravité en eau peu profonde. Selon l'équation (3.3), l'écoulement peut soit s'affaisser, soit s'élever lorsque le fluide s'écoule et franchit l'obstacle, en fonction du nombre de Froude :

- $Fr > 1$: l'écoulement est surcritique. Quand l'écoulement franchit l'obstacle, $\frac{\partial e}{\partial x}$ est positif et le terme $\frac{\partial h}{\partial x}$ doit donc augmenter pour satisfaire l'équation (3.3). La couche de fluide s'épaissit (Eq.(3.3)) et le fluide ralentit (Eq.(3.1)) en franchissant l'obstacle. La vitesse est minimale lorsque l'obstacle est franchi.

- $Fr < 1$: l'écoulement est sous-critique. Quand l'écoulement franchit l'obstacle, $\frac{\partial e}{\partial x}$ est positif et le terme $\frac{\partial h}{\partial x}$ doit donc diminuer pour satisfaire l'équation (Eq.(3.3)). La couche de fluide s'amincit (Eq.(3.3)) et par conséquent le fluide accélère (Eq.(3.1)). La vitesse est maximale au sommet du relief. En réécrivant l'équation à une constante près (Eq.(3.1)) de la manière suivante (Eq. (3.5)), on voit que lorsque l'écoulement accélère et que la surface libre s'abaisse, l'énergie potentielle est convertie en énergie cinétique permettant la conservation de l'énergie :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{2} U^2 + g' h \right) = g' e(x) \quad (3.5)$$

Si l'accélération est assez importante quand le fluide franchit l'obstacle, une transition entre un régime sous-critique et surcritique a lieu au sommet et le fluide continue à accélérer en aval. Il se produit alors la formation d'un ressaut hydraulique en aval lorsque le fluide retrouve les propriétés dynamiques ambiantes.

2.2 Contournement du relief : définition des régimes d'écoulement

Schématiquement, l'obstacle formé par un relief peut agir de deux façons extrêmes sur l'écoulement d'une masse d'air qui l'aborde, en fonction de la stabilité de l'atmosphère, de la hauteur de l'obstacle et de la vitesse de l'écoulement : (1) soit obliger la masse d'air à s'élever (régime de soulèvement orographique), (2) soit diviser la masse d'air en deux branches qui vont contourner l'obstacle (régime de contournement). Lorsque le flux n'a pas assez d'énergie pour franchir l'obstacle, il est contraint de le contourner.

[Schär et Smith, 1993] définissent deux paramètres afin de caractériser l'écoulement autour de l'obstacle dans la théorie hydraulique en eau peu profonde :

- le nombre de Froude calculé en amont de l'obstacle, défini dans la section précédente ;
- la hauteur adimensionnée M définie par $M = e/h$ qui est le ratio entre la hauteur de l'obstacle et la hauteur de la couche de fluide en amont de l'obstacle.

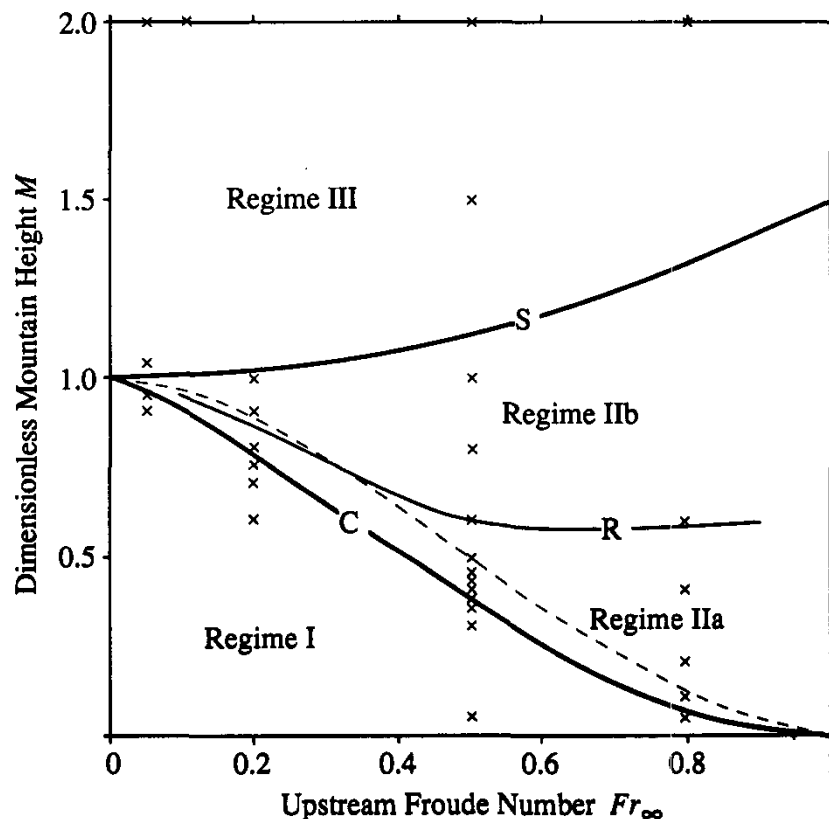


FIGURE 3.2 : Figure définissant les régimes d'écoulement en présence d'un obstacle circulaire dans le cadre de la théorie hydraulique en eau peu profonde. Il y est représenté le nombre de Froude (Fr) en amont de l'obstacle en fonction de la hauteur adimensionnée de l'obstacle $M=e/h$ d'après [Schär et Smith, 1993].

Trois régimes d'écoulement caractérisent un fluide franchissant un relief circulaire dans le cas d'un régime sous-critique en amont ($Fr < 1$). La figure 3.2, tirée de [Schär et Smith, 1993], représente ces différents régimes en fonction de Fr et M :

- dans le régime I, le paramètre M reste toujours inférieur à 1. Le fluide reste sous-critique de partout et franchit l'obstacle sans formation de ressaut.

- dans le régime II, l'obstacle est également submergé par le fluide mais un ressaut se forme avec l'apparition d'un sillage derrière l'obstacle. L'intensité varie selon la vitesse du vent et l'épaisseur de la couche de fluide en amont.

- dans le régime III, le fluide se trouve dans l'incapacité de franchir l'obstacle. Il décélère jusqu'à atteindre un point de stagnation en amont de l'obstacle. Le fluide se sépare alors en deux branches et contourne l'obstacle de part et d'autre. La constriction du fluide par l'obstacle sur les côtes parallèles de l'île provoque l'accélération du fluide. On nomme cet effet, l'effet Venturi. En réponse à l'accélération, la couche de fluide s'abaisse. Le fluide peut alors devenir surcritique ($Fr > 1$) avec l'apparition possible de ressauts hydrauliques obliques de chaque côté de l'île. Un sillage avec une zone de recirculation se forme en aval.

La limite S sur la figure 3.2 entre les régimes II et III est définie par l'équation suivante [Schär et Smith, 1993] :

$$Ms = 1 + \frac{1}{2}Fr^2 \quad (3.6)$$

4

SYNTHÈSE : PARAMÈTRES ET PROCESSUS IMPACTANT LA FORMATION DES NUAGES LOCAUX

La formation des nuages sur l'île de la Réunion résulte de différents phénomènes dynamiques et thermiques qui interagissent à différentes échelles spatiales et temporelles. Les processus à prendre en compte sur le cycle de vie des nuages ont été obtenus par l'étude de l'état de l'art de la thermodynamique à grande et à échelle locale. [Leopold, 1949] et [Garrett, 1980] ouvrent la discussion sur le développement des nuages locaux sur les îles tropicales, notamment l'île d'Hawaï.

La figure 4.1 tirée de [Leopold, 1949] présente les principaux phénomènes discutés ci-dessus qui entrent en jeu dans le cycle de vie des nuages durant la journée et la nuit.

L'interaction des alizés avec le relief est un des principaux phénomènes qui influencent la formation de nuages. D'une part par l'effet de ralentissement, de blocage, de soulèvement et/ou contournement du fluide autour de l'île et d'autre part à cause de l'interaction entre les alizés et les vents formés localement. Cette interaction dépend de trois facteurs principaux :

(1) L'échauffement et le refroidissement du sol, qui dépendent de l'étendue de la surface, du couvert et de la couverture nuageuse, va influencer la force des vents locaux.

(2) La hauteur et la forme du relief et la hauteur d'inversion, paramètres déterminants pour décrire l'écoulement face à l'obstacle. Est-ce que le fluide va s'élever ou se séparer en deux branches pour contourner le relief ?

(3) L'exposition de l'île par rapport à la direction des alizés : zone au vent, côtes parallèles ou zone de sillage sous le vent.

En fonction de ces paramètres, la formation de nuages va varier. Les quatre exemples montrés sur la figure 4.1 résument les mécanismes connus de formation de nuages dus aux interactions avec le relief.

Dans le cas d'un relief dont la hauteur est bien inférieure à la hauteur de la couche de fluide ($M \ll 1$), typiquement le fluide passe au-dessus du relief et vient converger avec les brises de mer en aval formant des nuages sur la partie aval de l'île durant la journée (cas 1). Durant la nuit, aucun nuage ne se forme.

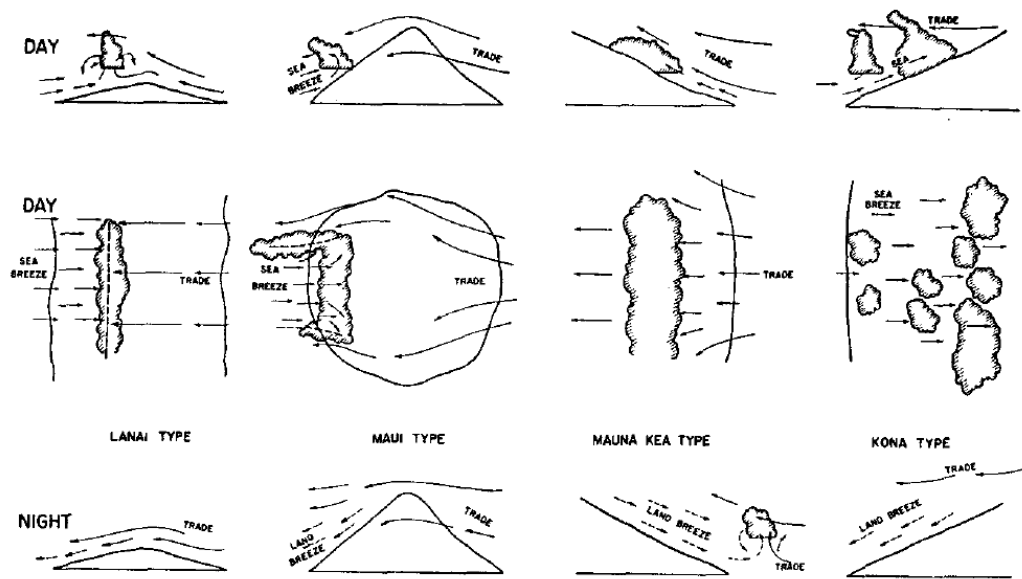


FIGURE 4.1 : Représentation schématique tirée de [Leopold, 1949]. Quatres types d'interactions entre les phénomènes de brise et les alizés. Les conditions de jour sont représentées en haut et au milieu de l'image et les conditions de nuit sont présentées en bas. Quatre cas différents sont présentés sur 4 colonnes de gauche à droite : cas 1, cas 2, cas 3 et cas 4.

Dans le cas d'un relief dont la hauteur est un peu inférieure à la couche de fluide ($M < 1$) avec des nombres de Froude compris entre 0 et 1, l'écoulement franchit l'obstacle mais une zone de sillage se crée en aval de l'île avec des brises de mer plus intenses que dans le cas précédent. Les nuages se développent sur les pentes et entre les bords du sillage et les vents de retour en aval de l'île durant la journée (cas 2).

Dans les cas 3 et 4, le relief est plus haut que le couche de fluide ($M > 1$). Le cas 3 représente la partie au vent d'une île et le cas 4 représente la partie aval de l'île. En amont de l'île, durant la journée, les nuages se forment sur les pentes sous l'action de la formation des brises de mer et des alizés. En amont, durant la nuit, les nuages se forment à la convergence entre les brises de terre et les alizés. En aval de l'île, les nuages se forment sur les pentes durant la journée. L'extension verticale des nuages se retrouve bloquée par la hauteur d'inversion des alizés. Les cellules de brises mises en place sur les pentes/côtes en amont et en aval de l'île sont également contraintes sous la hauteur d'inversion.

Les différents phénomènes météorologiques décrits dans cette partie évoluent sur des échelles spatiales diverses de l'ordre du « milier » de kilomètres pour les phénomènes de grandes échelles comme les systèmes de dépression ou de l'ordre du kilomètre pour les circulations locales de brise par exemple. Le tableau 4.2 résume les échelles et les nominations qui seront utilisées dans la suite du manuscrit.

Nous définirons que l'échelle synoptique sera comprise sur des échelles spatiales d'une centaine de kilomètres et présentant des phénomènes ayant une variabilité sur quelques jours, par exemple les champs météorologiques en amont advectés sur l'île. Nous définirons comme résultant de l'échelle locale les phénomènes présentant une variabilité sur l'heure et

Echelle spatiale	Echelle temporelle	Nom de la longueur d'échelle	Phénomènes atmosphériques
Île – 200 km	Heures - jours	Synoptique	Circulation globale Advection des champs thermodynamiques
10 km - île	1h – 1 jour	Méso-échelle	Vent locaux autour de l'île Phénomène de blocage/ contournement
0 – 10 km	10 min – 1h	Locale	Brises de mer/terre Vents anabatiques/ catabatiques Sillage Panache

FIGURE 4.2 : Tableau résumant les différentes échelles spatiales et temporelles utilisées.

sur quelques kilomètres comme les vents anabatiques par exemple.

II

OUTILS ET VALIDATION

Le modèle de prévision développé durant le projet PEGASE se base sur le couplage de différentes prévisions obtenues à partir de différents outils. Les quatre outils principaux utilisés seront le modèle de prévision numérique de temps AROME, le satellite Meteosat-7, les données des stations météorologiques au sol et les réanalyses ERA-Interim du centre européen.

La notion d'échelle prend également tout son sens dans cette partie. En effet, les chapitres 2 et 3 ont décrit les différentes échelles spatiales et temporelles à prendre en compte dans les études des écoulements et de la formation des nuages locaux sur la Réunion (de l'ordre de la centaine de kilomètres au kilomètre). Les échelles nécessitent :

- une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre pour d'une part localiser et résoudre la convection profonde et d'autre part bien représenter les phénomènes thermiques locaux et le soulèvement des masses d'air au-dessus de l'île ;
- un domaine d'étude sur quelques centaines de kilomètres pour prendre en compte la propagation des écoulements synoptiques et des écoulements autour de l'île ;
- une résolution temporelle de l'ordre de l'heure pour étudier le développement de la convection ;
- des données de prévision suffisamment longues (de l'ordre d'une journée) pour représenter tout le cycle diurne des nuages ;
- des données suffisamment longues (sur quelques années) pour représenter la variabilité des scénarios d'ennuagement.

L'utilisation conjointe des différentes sources de données avec des échelles spatiales et temporelles différentes permet (1) de comparer les paramètres entre eux et (2) d'avoir une vision d'ensemble d'un même processus agissant aux différentes échelles spatiales en couvrant tous les horizons temporels ou spatiaux.

Dans le chapitre 5, nous présentons les trois types de données utilisés pour effectuer ce travail de thèse. Tout d'abord, nous présentons le modèle numérique de prévision de temps AROME développé par Météo-France, ses paramétrisations et plus spécifiquement la représentation des nuages dans le modèle. Ensuite, nous décrirons les données observées des stations sol de Météo-France et du satellite Meteosat-7.

Dans le chapitre 6, nous présentons la validation du modèle AROME à partir des autres jeux de données sur les variables thermodynamiques aux échelles locale et synoptique et sur la couverture nuageuse locale et à l'échelle de l'île.

5

PRÉSENTATION DES DONNÉES

Sommaire

1	Présentation des outils utilisés et méthodes	70
1.1	Présentation du modèle de prévision numérique de temps	70
1.2	Présentation des données observées et des réanalyses ERA-Interim . .	75
2	Synthèse	77

L'histoire de l'étude de l'ensemble des processus atmosphériques aux différentes échelles spatiales et temporelles repose sur l'analyse de données. Leurs types, leurs fiabilités et leurs utilités ont fortement varié au cours du temps. Les données sol représentent les variations de l'atmosphère localement et en temps réel. Selon le type d'instruments, elles permettent aussi d'avoir accès à un grand nombre de variables (variables thermodynamiques classiques : température, vent, concentrations d'aérosols par exemple).

Les données obtenues par l'instrumentation sol sont considérées comme des mesures directes des paramètres et ainsi comme les plus proches de la réalité. Le nombre et le type de données s'est accru au fil du temps avec notamment l'avènement de l'imagerie satellite. L'imagerie satellite permet d'avoir accès à une aire d'étude beaucoup plus étendue mais le type de variables disponibles est plus restreint. Enfin, le dernier outil d'étude de l'atmosphère est la modélisation numérique de l'atmosphère. Celle-ci repose sur la discrétisation de l'aire d'étude. C'est un outil d'étude mais également de prévision de l'atmosphère. Il existe de nombreux modèles numériques. En effet, ils permettent d'estimer un ensemble de variables thermodynamiques sur une échéance plus longue (de l'ordre de quelques jours) que pour les données sol et les données satellite (de l'ordre de quelques heures).

Quatre types de bases de données sont utilisés. Deux bases de données utilisent les données observées (stations météorologiques et les données satellite de Meteosat7) et les deux autres utilisent la modélisation numérique : les réanalyses ERA-Interim d'ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) et le modèle de prévision de temps AROME

1 Présentation des outils utilisés et méthodes

1.1 Présentation du modèle de prévision numérique de temps

Le modèle AROME décrit dans [Seity *et al.*, 2011], réalise des prévisions opérationnelles à Météo-France depuis 2008 sur l'ensemble de la France métropolitaine à une résolution de 2,5 km. Il a été configuré par Météo-France sur l'île de la Réunion et travaille en opérationnel depuis mai 2011. Aujourd'hui 4 ans de données ont été simulées sur l'île de la Réunion.

Ce modèle est un modèle spectral résolvant les équations non hydrostatiques compressibles [Bubnova Brozkova, 1995]. Il est construit à partir de la dynamique du modèle à aire limitée ALADIN (Aire limitée adaptation dynamique développement international). Il est utilisé en opérationnel à Météo-France depuis 2001 à une résolution de 7,5 km sur l'Europe de l'Ouest. Il est lui-même adapté du modèle de prévision global ARPEGE (Action de recherche petite échelle grande échelle) développé en collaboration avec le CEPMMT (Centre européen de prévision météorologique à moyen terme). Il utilise la même physique que Mésos-NH (Modèle méso-échelle non hydrostatique) [Bouttier *et al.*, 2006]. Le schéma numérique d'intégration des équations utilise les techniques semi-lagrangiennes pour transporter les variables et un schéma temporel semi-implicite.

Pour simuler des phénomènes de petites échelles comme les circulations locales induites par le relief de l'île, une descente d'échelle dynamique est utilisée avec trois niveaux. Le premier domaine est produit par ARPEGE ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$). Le deuxième domaine est produit par le modèle ALADIN ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$). Le modèle AROME, forcé par les deux autres modèles, couvre une aire de 500 km x 500 km avec un maillage d'une résolution de $0,025^\circ \times 0,025^\circ$. La discrétisation verticale repose sur un changement de coordonnées hybrides proposé par [Simmons et Burridge, 1981] (les coordonnées suivent le terrain près du sol et se transforment en coordonnées pression dans la haute troposphère). La résolution verticale du modèle est de 60 niveaux avec le niveau le plus bas à 10 m. Le temps de calcul de la physique est de 1 minute et le pas de temps de sortie des prévisions est horaire. Le lissage des sommets et des vallées est montré dans la figure 5.1 entre un modèle de terrain, un modèle de 10 km de résolution, un modèle type AROME et un modèle plus fine échelle type Mésos-NH.

Certains processus sous maille comme certaines circulations locales, la microphysique, le flux radiatif local, ne sont pas résolus explicitement par le modèle. Ils sont représentés par des équations paramétriques. Nous allons lister les paramétrisations utilisées dans le modèle AROME afin de donner une idée générale de la configuration du modèle. Nous ne rentrerons pas plus en détail car nous n'avons pas modifié les paramétrisations. Nous décrirons uniquement la représentation des nuages dans AROME.

Les paramétrisations utilisées dans le modèle sont les suivantes :

- Les échanges radiatifs au sein de chaque maille du modèle sont représentés à partir des paramétrisations développées par le centre de prévision européen ECMWF. Pour le rayonnement thermique, le schéma est le RRTM (Rapid Radiative Transfert Model) [Mlawer *et al.*, 1997]. Pour le rayonnement solaire le schéma utilisé est décrit dans ([Fouquart et Bonnel, 1980], [Morcrette, 1993]) ;

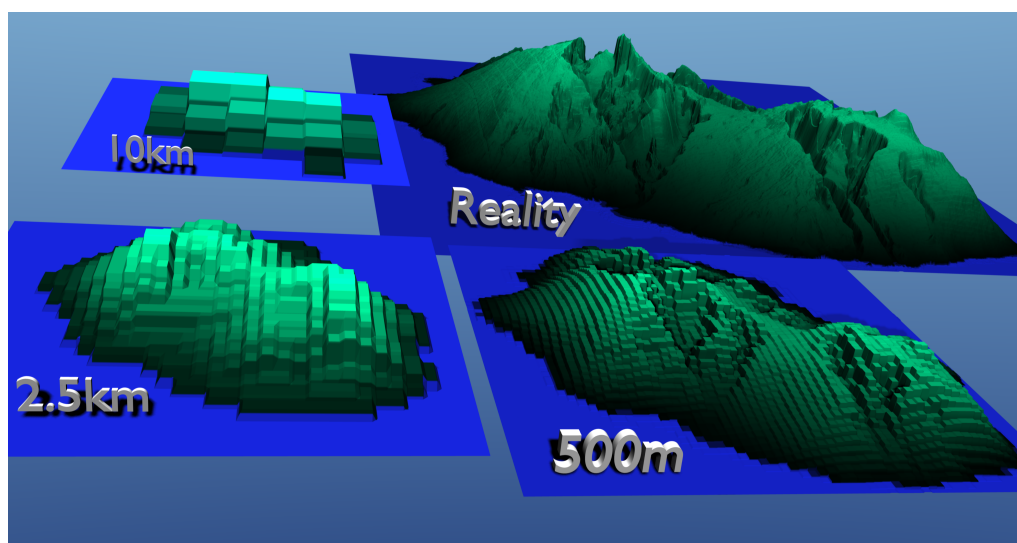


FIGURE 5.1 : Représentation de la topographie de l'île de la Réunion selon la résolution du modèle utilisé pour un modèle de terrain, un modèle de 10 km de résolution, un modèle type AROME de 2,5 km et un modèle plus fine échelle type Més0-NH à 500 m de résolution, Source : Météo-France.

- La microphysique des nuages est un schéma à un moment qui prend en compte cinq classes d'hydrométéores : gouttelettes d'eau liquide nuageuse, cristaux de glace, gouttes de pluie, flocons de neige et graupels [Pinty et Jabouille, 1998] ;

- Une paramétrisation de la turbulence dans la couche limite atmosphérique basée sur l'équation pronostique en TKE (Turbulente Kinetic Energy) décrit dans [Cuxart *et al.*, 2000] et sur la longueur de mélange pronostique ([Bougeault et Lacarrere, 1989]) ;

- La convection profonde est supposée résolue à 2,5 km. La convection peu profonde requiert quant à elle une paramétrisation des effets sous maille. Le schéma utilisé est celui développé dans [Pergaud *et al.*, 2009] ;

- Une paramétrisation de la condensation sous-maille [Bechtold *et al.*, 2001] ;

L'interaction avec la surface et tous les types de couverts est prise en compte en couplant le modèle avec le modèle de surface SURFEX (Surface externalisée). Plusieurs variables sont diagnostiquées à partir du modèle de surface et du premier niveau du modèle AROME, comme la température à 2 m.

AROME possède un système d'assimilation de données de type 3D-Var [Fischer *et al.*, 2005] permettant de l'initialiser à partir de ses propres analyses. La disponibilité du 3D-Var est une conséquence directe de son héritage du modèle ARPEGE qui a été conçu de manière conjointe à un système d'assimilation de données variationnel dans les années 1990. Ce système d'assimilation n'a pas été mis en place dans la version opérationnelle sur l'île de la Réunion.

Représentation des nuages dans AROME : variables thermodynamiques

Dans AROME, la description de la couche nuageuse prend en compte les changements d'état de l'eau nuageuse. Le contenu en condensats du nuage est décrit par cinq variables pronostiques : le rapport de mélange en gouttelettes d'eau liquide q_l , en glace q_i , en grésil q_g , en cristaux de neige q_s et en pluie q_r . Le rapport en vapeur d'eau (q_v), et les cinq condensats de l'eau sont des variables à chaque point de grille qui vont être advectées par un schéma lagrangien. Chacune de ces variables pronostiques décrit les réservoirs en condensat résolu à l'échelle de la maille ou les réservoirs sous mailles, non résolus explicitement dans la maille.

Dans la physique, les processus d'évaporation et de condensation sont représentés par un processus diagnostique d'ajustement [Bougeault, 1982]. Le mélange vertical dans la maille (sous-maille) qui peut-être à l'origine des nuages sous-maille est basé dans AROME sur le mélange des variables conservatives. Les tendances sont alors naturellement obtenues pour ces variables conservatives (température potentielle de l'eau liquide et de l'eau totale « non précipitante »), la séparation définitive entre la vapeur et l'eau condensée nuageuse liquide et solide étant effectuée par l'ajustement.

Les variables utilisées pour décrire l'état thermodynamique dans une maille sont la pression P , le rapport de mélange en eau totale non précipitante q_t et la température potentielle de l'eau liquide θ_l . Le rapport de mélange en eau totale non précipitante est défini comme la somme des rapports de mélange en vapeur d'eau q_v , en eau liquide q_l et en glace q_i :

$$q_t = q_v + q_l + q_i \quad (5.1)$$

Sans précipitation ces variables sont conservatives, elles ne varient pas avec le changement d'état de l'eau dans une masse d'air supposée isolée des échanges avec son environnement.

Le rapport en eau nuageuse totale est défini comme la somme des rapports de mélange en eau liquide et en glace :

$$Q_e = q_l + q_i \quad (5.2)$$

Le rapport Q_e sera utilisé régulièrement dans le reste du manuscrit afin de caractériser la couverture nuageuse dans le modèle.

La couverture nuageuse horizontale, appelée la fraction nuageuse CF (Cloud Fraction) correspond à la fraction de la maille couverte par les nuages. La fraction nuageuse découle directement de la variabilité sous maille horizontale de q_t et de la température dans la maille [Tompkins, 2002].

Dans AROME, l'ajustement à saturation est la première étape de la physique. A chaque pas de temps, les processus dynamiques et physiques intervenant dans le cycle de vie des nuages (advection, turbulence, microphysique) modifient l'équilibre thermodynamique au sein de la maille. Le schéma de nuage va fournir les contenus en eau liquide et en glace nuageuse et va rétablir l'équilibre thermodynamique dans chaque maille du modèle. L'eau nuageuse, conservée d'un pas de temps sur l'autre, reste en suspension et ne précipite pas instantanément comme c'est généralement le cas dans les modèles de circulation générale.

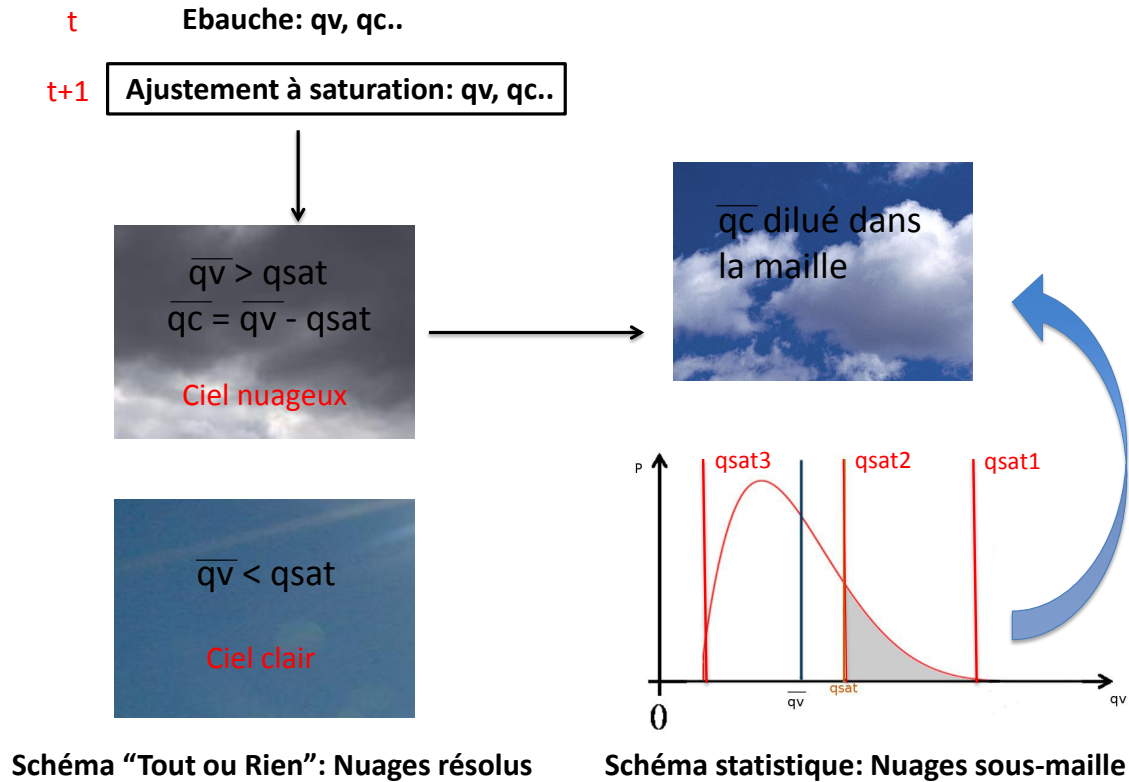


FIGURE 5.2 : Résumé des deux types de schéma de nuages utilisés dans le modèle AROME pour le traitement des nuages résolus et sous-mailles inspiré à partir du schéma de [Perraud, 2010].

Représentation des nuages dans AROME : représentation des nuages résolus et sous-maille

La représentation des nuages dépend de la résolution horizontale du modèle utilisé. Ils peuvent être supposés résolus à la résolution du modèle ou sous-mailles et nécessiter une paramétrisation. Dans le modèle AROME deux schémas de nuages sont disponibles pour la représentation des processus thermodynamiques des nuages : une méthode dite du « tout ou rien » et un schéma sous-maille (Fig. 5.2) :

Nuages résolus : ajustement à saturation et méthode « tout ou rien »

Les nuages résolus, c'est-à-dire s'ils peuvent être entièrement décrits par les variables moyennes de la maille sont explicitement calculés par le modèle par une méthode d'ajustement à saturation associée à une méthode « tout ou rien ». La maille est supposée homogène.

La méthode consiste à ajuster les ébauches de q_v , q_c , q_i afin de satisfaire l'équilibre à la saturation entre les phases de l'eau.

A l'état d'ajustement, on considère les valeurs moyennes de température et d'humidité (\bar{q}_v et \bar{T}) dans chaque maille car on suppose qu'elles sont homogènes dans la maille et ne

reflètent pas la variabilité sous-maille.

Afin de regarder la quantité d'eau qui doit être condensée/évaporée ou sublimée en moyenne dans la maille, le modèle regarde l'écart du rapport de mélange en vapeur d'eau moyen (\bar{q}_v) par rapport au rapport en vapeur saturante moyen dans la maille ($q_{sat}(\bar{T})$). L'équilibre thermodynamique est satisfait si $\bar{q}_v = q_{sat}(\bar{T})$.

Si la vapeur d'eau est sur-saturante en moyenne, la vapeur d'eau en excès sera condensée et q_c sera augmentée. Inversement si la vapeur est sous-saturante, une partie de l'eau nuageuse q_c sera évaporée.

La méthode du « tout ou rien » consiste à calculer à partir du contenu moyen en eau nuageuse ajusté si la maille est couverte ou claire.

Ainsi si $\bar{q}_c > 0$, la maille est totalement couverte et CF est égale à 100 %. A l'inverse, si $\bar{q}_c < 0$, la maille est totalement claire et CF est nulle (Fig. 5.2). Un seuil est placé sur la valeur de \bar{q}_c à $10^{-12} \text{ kg.kg}^{-1}$ en dessous de laquelle la fraction nuageuse est toujours nulle.

Ce schéma est utilisé pour des simulations à très haute résolution (typiquement inférieures à 100 m) et n'est donc pas utilisé dans AROME-Pegase.

Nuages sous-mailles

Le schéma numérique de nuages sous-mailles [Bechtold *et al.*, 2001] permet de représenter les nuages, si ils ne sont pas décrits explicitement par les variables moyennées de la maille et si la variabilité sous-maille de l'ennuage est assez importante pour être prise en compte. Dans AROME, ce schéma est basé sur une méthode statistique.

La paramétrisation de la variabilité nuageuse sous-maille repose sur la connaissance de la distribution statistique (fonction densité de probabilité ou PDF) d'une ou de plusieurs variables thermodynamiques (humidité, température, vitesse verticale) dont elle décrit les fluctuations autour de la valeur moyenne. Elle est associée à une variable statistique, le contenu en eau totale non précipitante q_t ou l'écart local à la saturation dans la maille noté s .

La fraction nuageuse et le contenu en eau nuageuse moyen seront diagnostiqués à partir de la PDF appelée G dont la forme dépend de la variable statistique utilisée. Les formules intégrales donnant les quantités sont les suivantes :

$$CF = \int_{q_{sat}^-}^{+\infty} G(q_t) dq_t \quad (5.3)$$

$$\bar{q}_c = \int_{q_{sat}^-}^{+\infty} (\bar{q}_t - q_{sat}) G(q_t) dq_t \quad (5.4)$$

En fonction de l'écart entre \bar{q}_t et q_{sat} , on peut différencier plusieurs cas (Fig. 5.2) :

1. cas sous-saturé : si $\bar{q}_t > q_{sat}$ la PDF est totalement sous le seuil de saturation et la fraction nuageuse est nulle ;

2. cas partiellement saturé : si $\bar{q}_t < q_{sat2}$, la fraction nuageuse est égale à l'aire sous la courbe au-delà du seuil de saturation ($0 < CF < 1$) ;

3. cas totalement saturé : si $\bar{q}_t \leq q_{sat3}$ la PDF est totalement au-delà du seuil de saturation et la fraction nuageuse vaut 1.

C'est ce schéma qui est utilisé pour la représentation des nuages dans AROME-Pegase.

1.2 Présentation des données observées et des réanalyses ERA-Interim

Les réanalyses ERA-Interim d'ECMWF

Les modèles de prévision météorologique sont des modèles physiques basés sur les équations de la mécanique des fluides. Afin de produire des prévisions météorologiques de qualité, le modèle de prévision doit connaître l'état de l'atmosphère et de la surface au moment identifié comme étant le temps initial de la prévision à produire. Pour construire l'état initial du modèle, les observations de diverses sources et régions du globe disponibles sont intégrées dans le modèle de prévision par le biais d'une procédure appelée le cycle d'assimilation des données. Ces observations proviennent de stations météorologiques sol, de radiosondages, de satellite, de radars, etc.

L'analyse est une composante du cycle d'assimilation, elle correspond à la meilleur représentation de l'atmosphère à un instant et pour une résolution spatiale donnée. L'analyse est utilisée pour initialiser la simulation qui permettra au modèle de sortir les prévisions météorologiques. Les analyses ont une véritable valeur dans l'étude des phénomènes d'échelle climatique. Elles servent notamment à initialiser les modèles de prévisions climatiques.

Afin de pallier la variabilité des modèles de prévision météorologique au fil du temps, certains centres de prévision ont homogénéisé les analyses en fabriquant des réanalyses couvrant plusieurs décennies. Pour ce faire, ils ont utilisé leur modèle de prévision le plus récent et ont fixé les résolutions de calcul horizontale et verticale. De nouvelles sources d'observations ont pu être aussi intégrées à la procédure ce qui a permis d'améliorer la représentation de l'état de l'atmosphère. Ce travail est généralement fait pour des périodes où les réseaux d'observations sont variés, denses et fiables.

Les réanalyses utilisées durant la thèse sont les réanalyses ERA-Interim (ECMWF Interim Reanalysis) produites par le centre de prévision européen ECMWF. Elles sont décrites dans [Dee *et al.*, 2011]. Elles couvrent la période de 1979 à 2013. Le système comprend une méthode d'assimilation de données variationnelles à quatre dimensions (4D-Var) avec une fenêtre d'analyse de 12 heures. La résolution spatiale de l'ensemble de données est de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ sur 60 niveaux verticaux à partir de la surface jusqu'à 0,1 hPa. Les données sont disponibles toutes les 6 h (0, 6, 12 et 18 h UTC).

Données sols

L'île de la Réunion est couverte par un réseau de stations météorologiques au sol assez important (Fig 1.2). On dénombre 21 stations de Météo-France réparties autour de l'île, sur

les côtes et les pentes. Les données mesurées ont été validées par Météo-France. Nous disposons actuellement de 14 ans de données (2000-2014).

Les données horaires utilisées sont les moyennes à 10 min des variables suivantes : la vitesse et la direction du vent à 10 m AGL (Above Ground Level) (V_{10m} et Dir_{10m}), la température de l'air à 2 m AGL (T_{2m}), le rayonnement solaire global à la surface (R_{Glo}).

Il existe également une station de mesures installée par EDF pour le projet PEGASE sur la ferme de production photovoltaïque à la Roseraie. Les données disponibles sont les données de vitesse et direction du vent à 10 m AGL, de température à 2 m, de rayonnement solaire global. Ces données ont une résolution temporelle de 10 minutes et sont moyennées sur l'heure. Elle sont disponibles sur une période de trois ans correspondant à la période du projet PEGASE.

Le satellite Meteosat-7

Le dernier outil d'observation utilisé est le satellite géostationnaire Meteosat-7. Les satellites en orbite géostationnaire autour de la terre permettent de suivre les variations des masses d'air en continu sur des zones définies selon l'orbite en différents points du globe. C'est le cas des sept satellites de la famille Meteosat. Le premier a été lancé en 1977. Les caractéristiques générales présentées ici sont issues de différentes sources : les publications EUMETSAT (Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques), le site internet de EUMETSAT (<http://www.eumetsat.de>).

Les satellites Meteosat observent la Terre depuis une orbite, quasi-circulaire, à une altitude d'environ 36 000 km dite géostationnaire. La vitesse de rotation autour de la planète sur cette orbite est identique à la rotation de la Terre sur elle-même et permet ainsi une observation continue d'une même région du globe.

Les satellites Meteosat-1 à 7 sont dits de première génération. Ils possèdent à leur bord trois bandes spectrales d'observations ou canaux :

- un canal visible (vis) avec une bande spectrale large (0,45-1 μm) qui observe le rayonnement solaire réfléchi et donne des informations sur l'albédo des surfaces claires ou des nuages ;

- Un canal dans l'infrarouge thermique (IR) (10,5-12,5 μm) qui renseigne par exemple sur la température de la surface de la mer, la température au sommet des nuages.

- Un canal vapeur d'eau centré sur une forte bande d'absorption de la vapeur d'eau aux environs de 6,3 μm , couvrant la bande 5,7-7,1 μm et qui est principalement utilisé pour estimer l'humidité dans la troposphère libre, mais aussi pour corriger l'attribution de l'altitude des nuages semi-transparents. Dans ces longueurs d'ondes, l'atmosphère est très opaque si de la vapeur d'eau est présente, et transparente si l'air est sec.

Le canal vapeur d'eau ne sera pas utilisé durant la thèse. Le champ d'observation total de Meteosat-7 a une superficie de 12500 km². La résolution spatiale est de 2.5 km pour le visible

et de 5 km pour l'infra-rouge. Afin d'observer les phénomènes d'enclavements locaux sur l'île de la Réunion, une aire d'étude centrée sur la Réunion de 76 x 74 pixels (soit 190 km x 185 km) est définie à partir des observations satellite.

2 Synthèse

Types	Couverture et Résolution temporelle	Couverture spatiale Résolution spatiale	Principaux Paramètres
21 stations de mesures sol - 1 station PEGASE	08/2011-07/2013 1h	Île Local	Vitesse à 10m Direction à 10m Température à 2m Rayonnement solaire
Réanalyse ERA-Interim d'ECMWF	08/2011-07/2013 6h (4h, 10h, 16h, 22h local)	80 km x 80 km	Vitesse, Direction, Température à 1000 hPa et 850 hPa
Meteosat7	08/2011-07/2013 30 min	190 km x 185 km 2.5 km	Réflectance, Température de brillance
Modèle numérique AROME	08/2011-07/2013 1h	500 km x 500 km 2.5 km	Vitesse, Direction, Température, Humidité relative et spécifique sur les niveaux: - 10 m à 3000 m - 1000 hPa à 600 hPa Rayonnement global, Température à 2m, Couche limite atmosphérique

FIGURE 5.3 : Tableau résumant les différents types de données utilisés et leur caractéristiques.

Le tableau 5.3 présente les données utilisées durant cette thèse. Nous y retrouvons les mesures des stations sol de Météo-France et de la Roseraie, les données satellite, les réanalyses ERA-Interim du Centre européen et les prévisions de modèle AROME. Pour chacune de ces sorties, nous avons précisé les principales caractéristiques (domaines spatial et temporel, résolutions spatiale et temporelle) et les principaux paramètres utilisés pendant cette thèse.

Les données que nous utilisons couvrent des domaines plus ou moins grands centrés sur l'île de la Réunion. Ces domaines possèdent tous des résolutions différentes, ce qui nous permet d'étudier des phénomènes atmosphériques de différentes échelles. De plus, cela nous permet de comparer entre elles certaines variables thermodynamiques comme la variable de vent à 10 m à partir des stations sol sur l'île et la variable de vent à l'échelle synoptique à

partir des réanalyses.

Les données de Meteosat-7 ont été au préalable corrigées et traitées [Hammer *et al.*, 1999]. Chaque compte est corrigé d'un « offset », de l'angle solaire et converti en réflectance sur une échelle de 0 à 254 suivant le format ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project). Les sorties du modèle AROME (fichiers au format GRIB *Gridded Binary*) ont été traitées afin de les mettre au format scientifique NetCDF. De plus, des fichiers journaliers ont été produits à partir des fichiers horaires afin d'en faciliter l'utilisation. Ceci a conduit à la création d'une base de données de prévision de 4 ans (mai 2011 à février 2015).

6

VALIDATION D'AROME SUR L'ÎLE DE LA RÉUNION

Sommaire

1	Evaluation de la thermodynamique globale et locale	80
1.1	Scores utilisés	80
1.2	Evaluation des prévisions de la thermodynamique globale et locale . .	81
2	Evaluation qualitative du cycle diurne des nuages : comparaison satellite/AROME/sol	90
2.1	Méthode	90
2.2	Evaluation de l'indice de ciel clair observé et prévu	91
2.3	Evolution de l'ennuagement sur un cycle diurne : comparaison des observations Meteosat-7 et des prévisions du modèle AROME	93
3	Synthèse	97

Dans une première partie, la qualité des prévisions du modèle AROME est évaluée de manière quantitative et qualitative sur les variables thermodynamiques, tout d'abord sur l'échelle synoptique et dans un deuxième temps sur l'échelle de l'île.

Concernant l'échelle synoptique, le modèle numérique est évalué par rapport aux réanalyses ERA-Interim. Les réanalyses sont prises au point de grille le plus proche de l'île (Fig. 6.1) et sont représentatives de la dynamique à l'échelle synoptique car les données ne sont pas affectées par la présence de l'île. Elle n'est pas « vue » par les réanalyses ERA-Interim à cause de la grande résolution horizontale. Nous ne possédons pas de données observées en pleine mer, nous faisons l'hypothèse que les réanalyses représentent la réalité.

Les stations météorologiques sont utilisées pour valider les variables thermodynamiques locales suivantes : la vitesse du vent à 10 m, la direction du vent à 10 m et la température à 2 m. Elles permettent également de valider le rayonnement global reçu au sol et l'ennuagement au-dessus de l'île. Les comparaisons sont réalisées entre chaque station et le pixel du modèle AROME le plus proche de la station.

Dans une seconde partie, nous présentons l'évaluation du rayonnement global reçu au sol et prévu par le modèle AROME. Cette évaluation nous permet d'avoir une estimation quantitative de l'erreur sur l'ennuagement au-dessus de l'île. Dans un premier temps, nous présentons la méthode mise en place afin de comparer trois jeux de données différents, (1) le

modèle, (2) les stations météorologiques sol et (3) les images satellite Meteosat-7. Dans une deuxième partie les résultats de la comparaison entre la modélisation numérique et les observations sont présentés, tout d'abord sur une évaluation locale (stations météorologiques), puis sur une évaluation régionale (Meteosat-7).

1 Evaluation de la thermodynamique globale et locale

1.1 Scores utilisés

Scores généraux

Les scores généraux sont utilisés de façon systématique pour l'évaluation quantitative de champs ayant une distribution gaussienne, comme la température ou la pression d'après [Willmott, 1981]. Pour des champs discontinus tels que les nuages, l'utilisation de ce type de scores apparaît moins adaptée mais nous permet néanmoins d'avoir une information sur la qualité moyenne d'une prévision. Les scores d'évaluations statistiques les plus utilisés dans les études de modélisations météorologiques sont le biais moyen (MBE : Mean Bias Error), l'erreur moyenne absolue (MAE : Mean Absolut Error) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE : Root Mean Square Error). Ils sont définis de la manière suivante :

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M_i - O_i). \quad (6.1)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (|M_i - O_i|) \quad (6.2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (M_i - O_i)^2} \quad (6.3)$$

avec M_i et O_i les prévisions du modèle et les observations à chaque pas de temps.

Le biais moyen indique si le modèle de prévision a une tendance à sous-estimer ($MBE < 1$) ou à surestimer ($MBE > 1$) la variable considérée.

L'erreur quadratique moyenne ou RMSE mesure la magnitude moyenne des erreurs commises par la prévision. Dans l'équation (6.3), les erreurs sont élevées au carré avant d'être moyennées : les différences élevées ont un poids plus important dans l'erreur totale que les faibles différences.

Performance des modèles

[Willmott, 1981] a défini un indice de performance des modèles prenant en compte la variabilité des observations sur la durée d'observation. Il est décrit de la manière suivante :

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |e_i|}{2 \sum_{i=1}^n (|M_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (6.4)$$

avec M_i , les prévisions du modèle et O_i les observations.

Le coefficient IOA (Index of Agreement) décrit la proportion de la variance totale des données observées (c'est-à-dire $1/n \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2$) qui peut-être expliquée par le modèle.

L'indice de performance est défini comme une mesure normalisée du degré d'erreur de prédiction du modèle et varie entre 0 et 1.

Une valeur de 1 indique une correspondance de la prévision parfaite avec les observations. A l'inverse, 0 indique que le modèle n'est pas en accord avec les observations.

Cet indice est toutefois trop sensible aux forts écarts en raison des différences aux carrées ([Willmott et Matsuura, 2005] et [Legates et McCabe, 1999]).

Pour pallier ce problème [Willmott *et al.*, 2012] et [Legates et McCabe, 2013] ont reformulé un indice de performance dont la valeur suit les variations de croissance ou de décroissance de la MAE. Les valeurs sont comprises entre -1 et 1. On définit $e_i = M_i - O_i$.

$$IOA_2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |e_i|}{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|} \quad \text{quand} \quad \sum_{i=1}^n |e_i| < 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|$$

$$IOA_2 = \frac{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}{\sum_{i=1}^n |e_i|} - 1 \quad \text{quand} \quad \sum_{i=1}^n |e_i| > 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|$$
(6.5)

D'après l'équation (6.5), une valeur de IOA_2 égale à 0.5 indique que la somme des erreurs entre le modèle et les observations est la moitié de la somme des variations du modèle parfait ($M_i=O_i$) plus celles ajoutées des observations.

A l'opposé, une valeur de IOA_2 égale à -0.5 signifie que la somme des erreurs entre le modèle et les observations est le double de la somme des variations du modèle parfait ($M_i=O_i$) plus celles des observations.

Les valeurs de IOA_2 proches de -1 peuvent signifier que le modèle n'arrive pas à estimer les écarts des observations à la moyenne des observations. Mais ils peuvent aussi signifier qu'il y a tout simplement peu de variabilité observée. Quand la limite inférieure de IOA_2 est approchée, l'interprétation des résultats doit être faite avec prudence. Dans le cas de l'île de la Réunion, la forte variabilité du relief nous laisse penser que les observations seront suffisamment variables pour estimer l' IOA_2 .

Le RMSE et l'IOA sont les outils les plus utilisés dans la littérature pour exprimer les différences entre les prévisions et les données observées. Cependant, comme développé par [Willmott et Matsuura, 2005], du fait que l'IOA et le RMSE donnent une importance plus forte aux erreurs élevées, nous utiliserons l' IOA_2 , le MAE et enfin le MBE pour valider le modèle.

On considère uniquement les jours pour lesquels les données observées ne sont pas manquantes.

1.2 Evaluation des prévisions de la thermodynamique globale et locale

Evaluation du champ de vent synoptique

L'écoulement local sur l'île a deux composantes, une composante synoptique et une composante purement locale. L'écoulement du fluide en amont, fortement perturbé par la

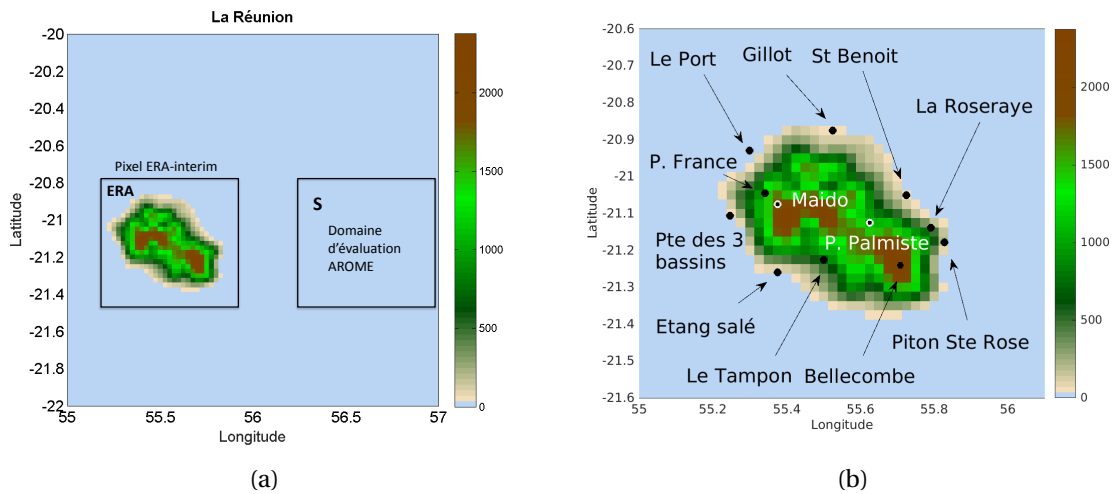


FIGURE 6.1 : (a) Représentation des domaines utilisés pour la validation de l'échelle synoptique entre le pixel ERA, des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF et le domaine S défini dans AROME. (b) Positionnement des stations météorologiques de mesure de Météo-France sur l'île.

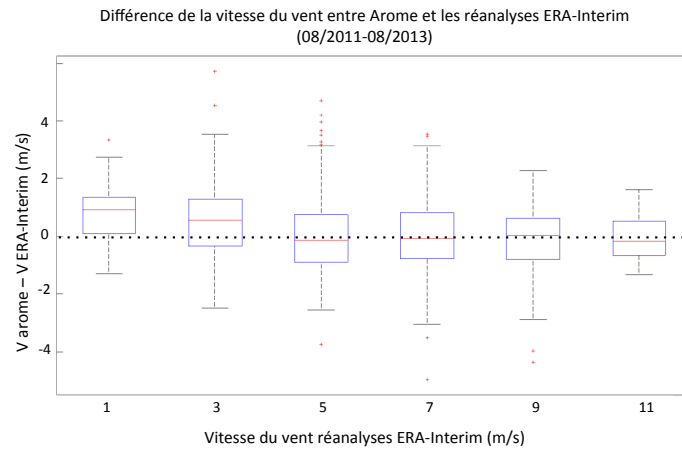
présence de l'île va induire des différences dans la formation des vents locaux. Il est donc important d'évaluer les variables thermodynamiques des champs synoptiques dans le modèle AROME.

Pour ce faire, nous avons comparé la variable de vent issue du modèle AROME à la variable de vent issue des réanalyses ERA-Interim. Afin d'évaluer le champ synoptique dans le modèle AROME, nous avons moyenné la vitesse et la direction du vent sur le domaine S (Fig. 6.1) en fonction de la direction du vent en amont tirée des réanalyses à 1000 hPa. Nous avons ensuite comparé ces champs moyennés aux valeurs de vitesse et de direction des réanalyses à 1000 hPa sur le pixel correspondant à l'île de la Réunion (Fig. 6.1, domaine ERA) sur deux ans avec une valeur toutes les 6 heures.

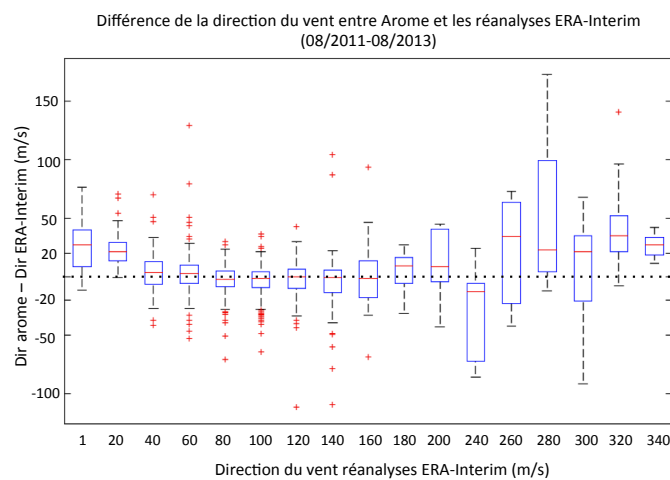
La figure 6.2.a présente la différence de vitesse du vent entre AROME et les réanalyses en fonction de la vitesse du vent issue des réanalyses. La figure 6.2.b présente la différence de direction du vent entre AROME et les réanalyses en fonction de la direction du vent issue des réanalyses.

Pour des vents inférieurs à 3 m/s, le modèle AROME surestime la vitesse du vent synoptique de 1 m/s en moyenne. Même si l'erreur est importante, cela n'a qu'un impact mineur sur les processus thermodynamiques locaux et globaux car pour des vitesses faibles, les processus locaux sont pilotés par les processus thermiques. Pour des vitesses supérieures, l'erreur sur la vitesse est en moyenne nulle et peut varier de -1 à 1 m/s.

La direction des vents synoptiques aux abords de l'île de la Réunion est comprise à 80% entre 40° et 140°. Pour ces directions de vents synoptiques, l'erreur du modèle AROME est comprise entre -10° et +10°. Ce sont les cas que nous avons principalement étudiés dans le détail au cours de cette thèse. Pour des vents d'Ouest (entre 200° et 320°), l'erreur du modèle est beaucoup plus importante. Elle peut s'expliquer pour différentes raisons : d'une part 20



(a)



(b)

FIGURE 6.2 : (a) Différence de vitesse du vent entre AROME (moyenne sur le domaine S, fig. 6.1) et les réanalyses en fonction de la vitesse du vent issue des réanalyses. (b) Différence de direction du vent entre AROME et les réanalyses en fonction de la direction du vent issue des réanalyses sur le pixel de l'île (domaine ERA, fig. 6.1).

% des cas sont répartis sur un large panel de directions. L'échantillon de valeurs sur ces directions est donc assez faible. D'autre part, en hiver entre deux anticyclones, montent régulièrement des latitudes tempérées des fronts froids. Au passage de ces fronts, les alizés dans les basses couches suivent un cycle qui se traduit par une rotation de vent de Nord-Est au Sud avant de redevenir d'Est après le passage du front. Pour ces régimes de vent, la direction peut-être fortement variable au cours de la journée. En été, le régime de vent est souvent de Nord, Nord-Ouest. A cette période l'ITCZ est basse en latitude et les anticyclones sont repoussés au Sud. C'est une période de formation de systèmes dépressionnaires tropicaux. L'évaluation des champs de vent grande échelle du modèle AROME est satisfaisante puisque l'erreur reste faible sur les cas que nous avons étudiés en détail.

Evaluation des champs locaux

Après cette première évaluation, nous nous sommes intéressés à l'évaluation des champs de vent et de température sur l'ensemble de l'île (Fig. 6.1) afin d'avoir une vision régionale. Nous avons choisi ces deux paramètres car ils influencent l'ennuagement. Nous n'avons pas été en mesure d'étudier l'humidité car il y a trop peu de stations au sol permettant une telle étude. Les prévisions du modèle AROME ont été comparées aux 21 stations (quand les données étaient disponibles) sur deux années (08/2011-07/2013). Le pixel le plus proche de chacune des stations a été sélectionné.

Les figures 6.3, 6.4 et 6.5 représentent respectivement le biais moyen, l'erreur absolue et l'indice de performance journalier calculés pour les 21 stations de mesures Météo-France (quand les données sont disponibles), pour les deux de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et pour les variables T_{2m} , V_{10m} , Dir_{10m} , R_{Glo} . Dans 80% des cas, les vents synoptiques sont des vents d'alizés. Cela a pour conséquence que :

- la zone au vent de l'île est la partie Est avec les stations de Saint-Benoit, de Sainte-Rose et Saint-Philippe ;
- la zone sous le vent est la partie Ouest de l'île avec les stations du Port, 3 bassins, Saint-Paul ;
- les zones parallèles au vent sont les côtes Sud et Nord de l'île avec les stations de Gillot au Nord et Etang-Salé au Sud notamment.

L'Est de l'île (stations de Sainte-Rose et de Saint-Philippe) est caractérisé par un biais plus important que sur le reste de l'île. Il est positif pour la vitesse et la direction du vent de +1 m/s et +27° (Fig. 6.3 et 6.4). Sainte-Rose présente également une erreur absolue plus importante pour la vitesse et la direction (MAE = 2 m/s et MAE = 71°). Sur Saint-Philippe le MAE est également élevé pour la direction et la vitesse du vent. Ces MAE peuvent s'expliquer en partie par la topographie très accentuée de l'île à cet endroit qui est lissée sur le relief du modèle AROME.

La station de Sainte-Rose est située à un « angle » de l'île à l'Est qui est la frontière entre la zone au vent (où le vent décélère) et les zones d'accélération par effet Venturi sur les côtes parallèles. De plus, elle est aussi proche des pentes sur un piton, ce qui la place à la limite entre des vents de différentes sources : les vents de pente et de brise et les alizés.

Sur les côtes et les pentes parallèles au vent, située en général au Sud et au Nord de l'île, l'erreur sur la vitesse du vent est plus importante en moyenne sur les côtes (MAE=1,6 m/s environ) que sur les pentes avec un MAE de 1,1 environ (Fig. 6.3 et 6.4). La vitesse du vent

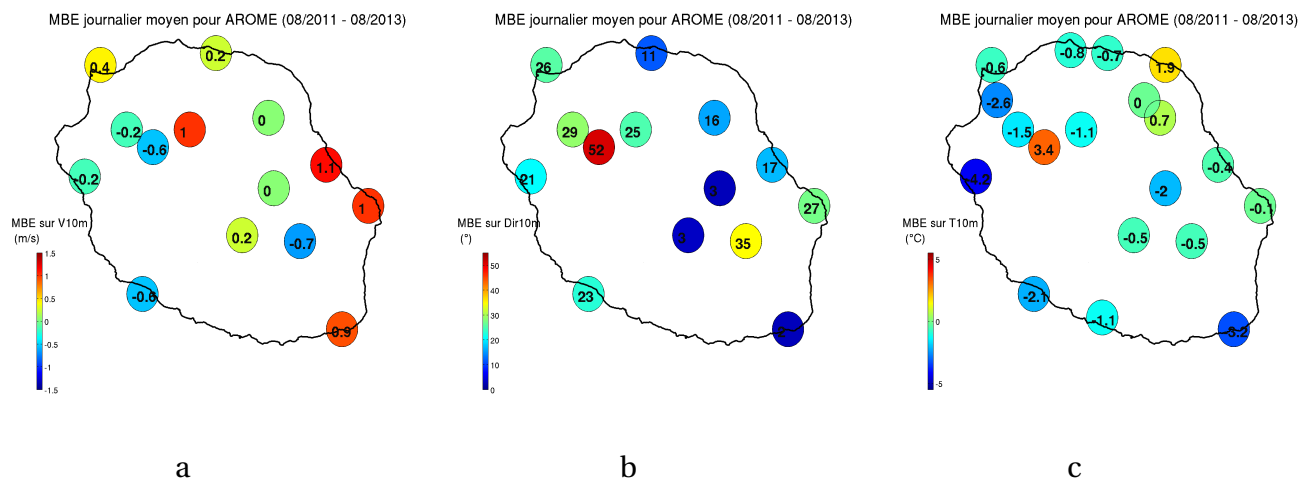


FIGURE 6.3 : MBE calculé entre deux ans de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol pour (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m, (c) la température à 2 m.

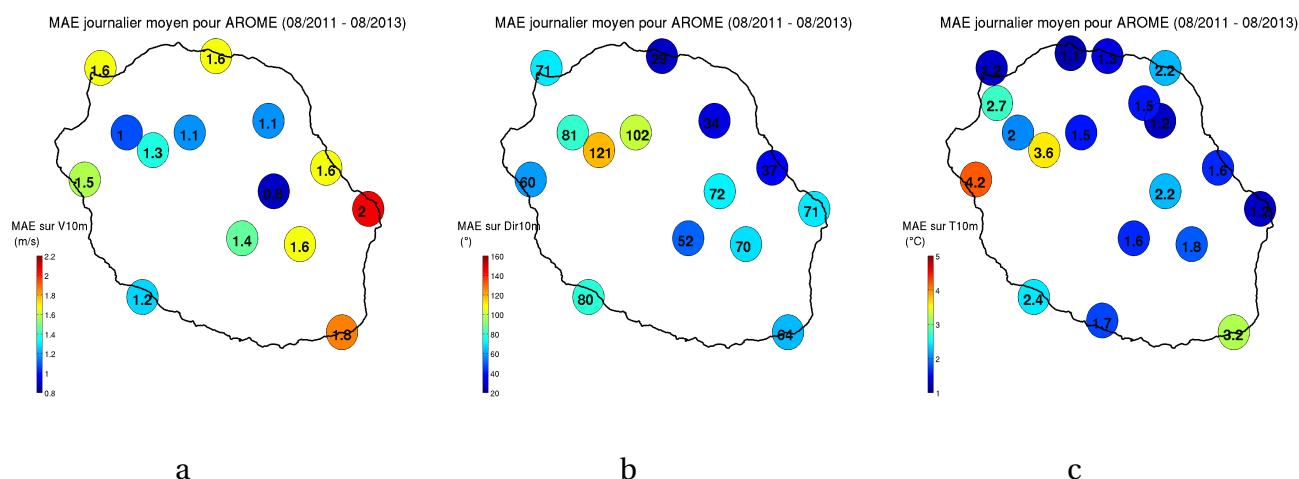


FIGURE 6.4 : MAE calculé entre deux ans de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol pour (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m, (c) la température à 2 m.

est légèrement sous-estimer dans la partie Sud et légèrement surévaluer dans la partie Nord (-0,6 m/s et 1,1 m/s respectivement).

Sur les côtes et les pentes parallèles au vent, le biais de direction du vent est négatif mais il reste très faible, proche de 0 (Fig. 6.3 et 6.4). L'erreur absolue sur la direction est plus importante sur la côte Sud que sur la côte Nord (environ de 80° contre 35°).

La circulation locale sur les côtes a deux composantes. D'une part la composante des circulations thermiques locales de brises et d'autre part les alizés qui vont influencer en termes de vitesse et de direction les vents locaux [Badosa *et al.*, 2013]. La circulation sur les pentes en revanche dépend plus des effets thermiques locaux. Il ne faut pas oublier cependant qu'une erreur sur la circulation de brises se répercute sur les vents de pente.

Des biais plus importants sont rencontrés sur les sommets et les cirques (stations de Piton-Maïdo, de Petite-France, de Salazie et de Bellecombe). La direction du vent montre un biais de MBE > +52° au Piton Maïdo et de +35° sur Bellecombe (Fig. 6.3 et 6.4). Le biais sur la vitesse du vent est également plus important pour les sommets et pour les cirques. Ces erreurs sont peut-être dues au fait que les sommets sont souvent à la limite de la hauteur d'inversion des alizés où la vitesse et la direction du vent sont très variables. La vitesse et la direction des vents à cette altitude dépendent de la fiabilité de la représentation de la hauteur d'inversion des alizés dans le modèle. Les cirques quant à eux présentent des parois très abruptes qui ne sont pas représentées correctement par un modèle de terrain lissé sur une résolution horizontale de 2,5 km. Cependant, nous faisons l'hypothèse que les cirques ont peu d'influence sur l'enneigement total.

Sur la station Le Port située dans la zone sous le vent de l'île montre un biais positif de vitesse et de direction du vent (MBE = +26° pour la direction du vent et MBE = 0,4 m/s pour la vitesse du vent).

De manière générale, le modèle sous-estime la température à 2 m avec le biais le plus important pour la station de 3 bassins (Fig. 6.3 et 6.4). Cette station présente également l'erreur absolue de T_{2m} la plus importante MAE = 4,2 °C. La station du Piton Maïdo présente également un MAE plus fort que les autres stations de 3,6 °C. Exceptées ces deux stations, le biais moyen sur l'île varie de 1,5 °C à -2,5 °C. On note également que les erreurs les plus fortes sur T_{2m} sont trouvées sur la partie Sud de l'île et la partie sous le vent. La partie Nord présente une meilleure correspondance.

La figure 6.5 présente les valeurs d'IOA₂ sur l'ensemble des stations de l'île. Les valeurs d'IOA₂ supérieures à 0 indiquent que le modèle simule correctement les variations des variables observées. Des valeurs de IOA₂ supérieures à 0,5 indiquent une bonne prévision de modèle. Dans le cas des prévisions du modèle AROME, les valeurs d'IOA₂ sont comprises entre -0,2 et 0,8 pour les prévisions de vitesse de vent à 10 mètres AGL, entre 0,3 et 0,7 pour les prévisions de direction du vent à 10 mètres AGL et entre -0,4 et 0,7 pour les prévisions de température à 2 mètres.

Le modèle AROME prévoit mieux la dynamique que la thermique sur ces trois variables. Les meilleurs prévisions sont trouvées sur les côtes parallèles au vent et les plus mauvaises sur les sommets pour la direction et la vitesse du vent. Pour le paramètre de température, le modèle ne prévoit pas bien les variations de température notamment sous la côte sous le vent et sur la côte Sud. Les résultats de l'évaluation d'AROME nous montrent que le modèle

présente une disparité des erreurs d'un endroit à l'autre de l'île.

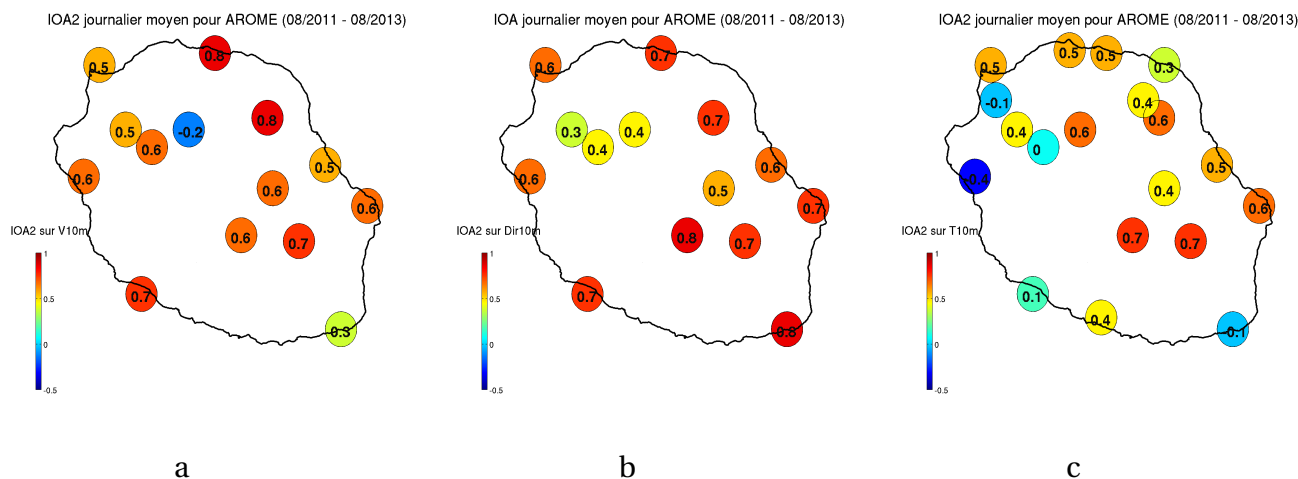


FIGURE 6.5 : IOA₂ calculé entre deux ans de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol pour (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m, (c) la température à 2 m.

Evaluation de la variabilité temporelle des variables thermodynamiques

Afin d'illustrer la variabilité des paramètres d'un endroit à l'autre de l'île représentée dans la partie précédente, nous avons regardé la variabilité temporelle de V_{10m} , Dir_{10m} et T_{2m} sur quelques stations de l'île : sur la station du Port pour illustrer la zone sous le vent, Saint-Benoît pour la côte Nord parallèle au vent et Etang-Salé pour la côte Sud parallèle au vent (Fig. 6.1).

La station du Port est située sur la côte sous le vent. Les figures 6.6 représentent le cycle diurne de la différence entre la vitesse du vent, la direction et la température pour les deux ans de prévision AROME et les mesures sol.

L'erreur sur la vitesse du vent présente une variabilité diurne nette. Le modèle surestime la vitesse du vent la nuit (environ +1 m/s) et la sous-estime durant la journée (environ -0,5 m/s). L'erreur est toutefois beaucoup plus variable la nuit que le jour. L'erreur sur la direction du vent est très variable sur tout le cycle diurne. Elle présente tout de même un minimum de variabilité durant la deuxième partie de la nuit et un maximum vers 9h-10h et en fin de journée.

La température de l'air est surestimée la nuit et sous-estimée la journée. Elle présente une augmentation régulière la nuit et le jour avec une brusque inversion de tendance qui s'effectue au lever du soleil.

La station de Saint-Benoît est située sur la côte au Nord. Les figures 6.7 représentent le cycle diurne de la différence entre la vitesse du vent, la direction et la température pour les deux ans de prévision AROME et les mesures sol.

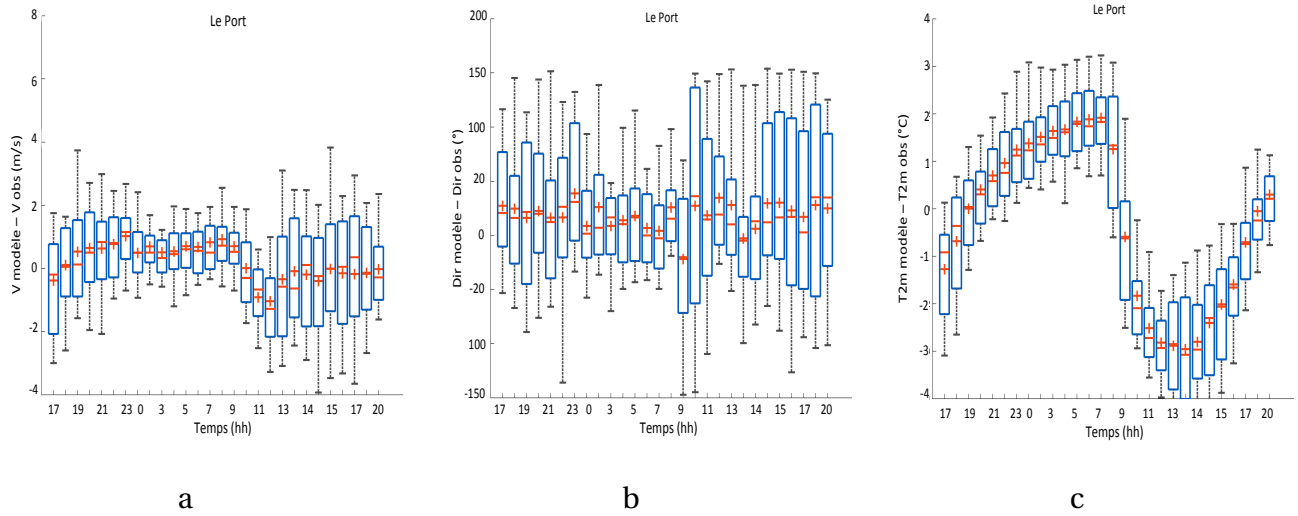


FIGURE 6.6 : Cycle diurne de l'erreur entre la prévision AROME et la station Le Port sur deux ans de données pour : (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m et (c) la température du vent à 2 m.

L'erreur sur la vitesse du vent est assez constante durant la journée. Le modèle surestime la vitesse du vent d'environ +1 m/s. L'erreur sur la direction du vent est peu variable mais présente une variation diurne. Durant la nuit, l'erreur sur la direction de vent est quasiment nulle. Durant la journée, le modèle surestime légèrement la direction du vent (+10° environ).

L'erreur sur la température de l'air est positive la nuit et négative la journée. Elle présente une augmentation régulière la nuit et la journée, avec un changement brusque de signe au lever du soleil.

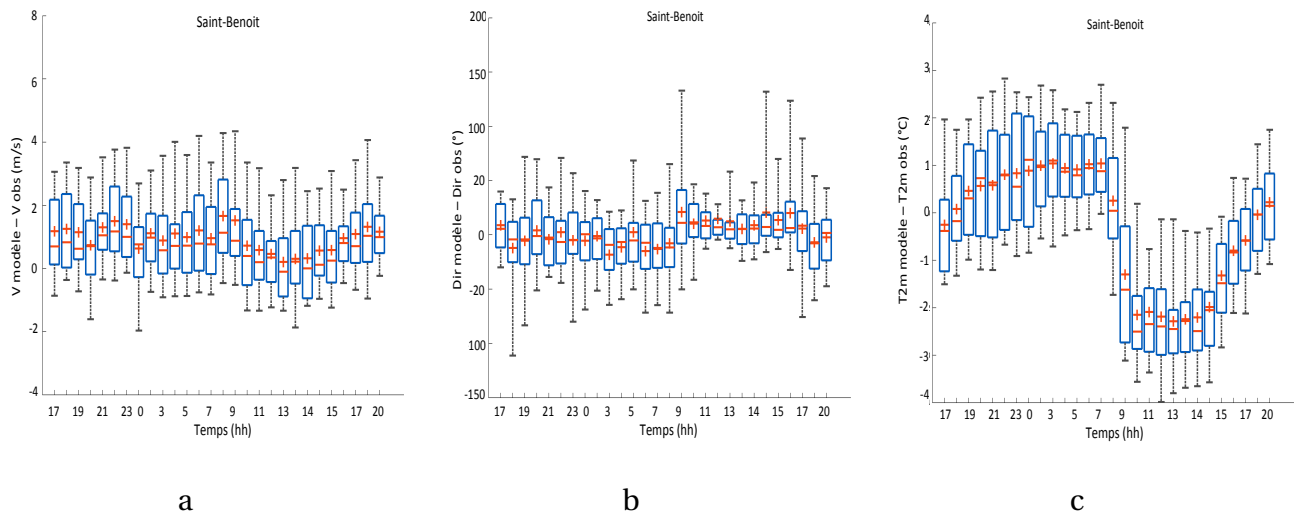


FIGURE 6.7 : Cycle diurne de l'erreur entre la prévision AROME et la station de Saint-Benoit sur deux ans de données pour : (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m et (c) la température du vent à 2 m.

La station d'Etang-Salé est située sur la côte au Sud. Les figures 6.8 représentent le cycle

diurne de la différence entre la vitesse du vent, la direction et la température pour les deux ans de prévision AROME et les mesures.

L'erreur sur la vitesse du vent présente une variation sur la journée peu marquée. Le modèle surestime la vitesse du vent d'environ +1 m/s. L'erreur est plus variable et un peu plus importante durant la journée que durant la nuit. L'erreur sur la direction du vent présente une forte variabilité entre la journée et la nuit. Le modèle surestime la direction du vent en moyenne durant la nuit de +30° environ et sous-estime légèrement la direction durant la journée de -10° environ. Comme la station du Port, l'erreur de la direction du vent présente un maximum de variabilité vers 9h.

L'erreur sur la température de l'air présente la même allure que pour les deux autres stations. Elle est positive la nuit et négative la journée. Elle présente une augmentation régulière la nuit et le jour avec une brusque inversion de tendance qui s'effectue au lever du soleil.

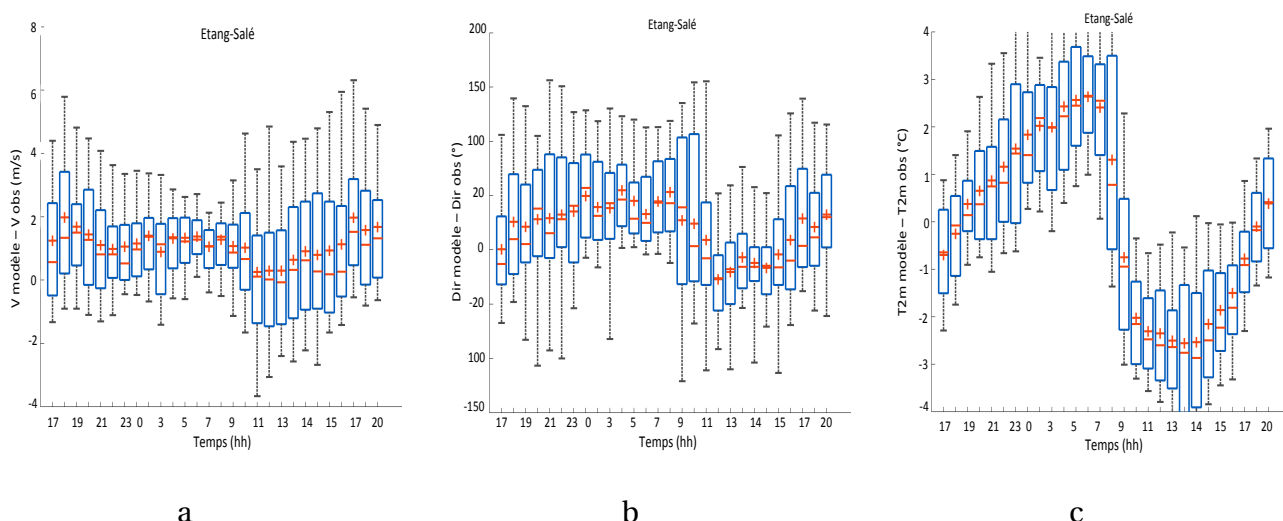


FIGURE 6.8 : Cycle diurne de l'erreur entre la prévision AROME et la station d'Etang-Salé sur deux ans de données pour : (a) la vitesse du vent à 10 m, (b) la direction du vent à 10 m et (c) la température du vent à 2 m.

Le cycle diurne des différences entre le modèle et les observations sur les variables de T_{2m} , V_{10m} et Dir_{10m} présente la variabilité de l'erreur. Il est difficile d'interpréter les erreurs du modèle car nous ne sommes pas en mesure de faire une étude de sensibilité des paramètres étudiés. Nous pouvons néanmoins donner quelques pistes ou quelques idées sur les causes des erreurs observées.

L'allure du cycle diurne sur l'erreur de température de l'air à 2 m est similaire pour les trois stations situées à trois endroits différents de l'île (un cycle similaire a été trouvé pour les autres stations de mesure de l'île). L'erreur suit le cycle diurne de température. Les prévisions de température présentent probablement un biais qui est fonction de l'heure de la journée. Durant la nuit, la température de l'air à 2 m prévue par le modèle AROME n'est pas assez froide. Inversement durant la journée, la température à 2 m prévue n'est pas assez chaude. Les erreurs de température prévues sur l'île peuvent avoir une influence importante dans la

mise en place de la convection au-dessus de l'île, sur la force des brises de mer et de terre et des vents anabatiques et catabatiques.

Les erreurs sur la vitesse et la direction du vent sont plus difficiles à interpréter. Pour la direction du vent sur les côtes Nord et Sud, on voit l'influence des vents d'alizés. La direction du vent à Etang-Salé et à Saint-Benoît est plus influencée par la direction des alizés qu'en réalité. Durant la nuit, les brises de terre étant faibles, elles seront déviées dans la direction des alizés (+50° vers l'Est). Même si cette tendance existe également durant la journée, elle est beaucoup moins marquée car les brises de mer suivent une direction plus proche de celle des alizés. L'erreur à Saint-Benoît peut-être expliquée de la même manière. L'erreur est cependant plus faible sur cette station car elle se trouve dans un renforcement de l'île. Les différences observées pour Le Port sont beaucoup plus variables et ce du fait que la direction sur Le Port dépend beaucoup de la force et de la direction des vents de retour modélisés dans la zone de sillage.

L'erreur maximale de direction du vent auour de 9 h peut-être due à la mise en place des brises de mer. C'est un processus local et la direction est variable le temps de la mise en place des brises de mer. Il peut-être donc moins bien représenté par le modèle.

2 Evaluation qualitative du cycle diurne des nuages : comparaison satellite/AROME/sol

2.1 Méthode

Afin d'évaluer la couverture nuageuse de l'île, nous allons calculer l'indice de ciel clair (Kt) pour le modèle, les observations au sol et les observations satellite (la même méthode est utilisé dans [Hammer *et al.*, 1999]).

L'indice de ciel clair pour les données des stations Météo-France et pour les prévisions AROME est calculé de la même manière en définissant un rayonnement théorique de ciel clair qui est le rayonnement solaire reçu au sol si'il n'y a aucun nuage, noté R_{clair} . L'indice de ciel clair noté Kt est alors :

$$Kt_{modèle} = \frac{R_{modèle}}{R_{clair}} \quad et \quad Kt_{obs} = \frac{R_{obs}}{R_{clair}} \quad (6.6)$$

Le rayonnement en ciel clair est calculé à partir d'une formulation assez simple mais qui, comparé aux journées en ciel clair observées, marche bien. On rajoute l'influence du relief sur le rayonnement ciel clair en ajoutant un facteur de 0,045 obtenu de manière empirique.

$$R_{clair} = R_{clair} + (0,045 * RELIEF) ;$$

Le même rayonnement en ciel clair sera utilisé pour les données des stations de mesures et pour les prévisions.

L'indice de ciel clair pour les données Meteosat-7 est calculé à partir de la réflectance relative n qui est définie comme :

$$n = \frac{\rho - \rho_{min}}{\rho_{max} - \rho_{min}} \quad (6.7)$$

L'indice de ciel clair pour les images satellite est calculé sur chaque pixel du domaine équivalent au domaine ERA (Fig. 6.1) comprenant l'île et la mer proche des côtes, sur la période 2011-2013. Il est déduit de n par :

$$Kt_{sat} = 1 - n \quad (6.8)$$

Les cartes de Kt moyen donnent une information sur l'épaisseur des nuages et sur leur fréquence. Une valeur faible de Kt , par exemple $Kt = 0,4$, signifie que 60 % du rayonnement arrive à la surface du sol et 30 % est rétrodiffusé (absorption faible des nuages). Cette valeur indique soit la présence de nuages fins ou la présence de nuages plus épais mais fractionnés.

2.2 Evaluation de l'indice de ciel clair observé et prévu

L'indice de ciel clair permet d'obtenir une grandeur directement comparable entre nos trois sources de données. Le Kt_{obs} permet de valider la couverture nuageuse du modèle mais également de regarder la variabilité du rayonnement en différents points de l'île. Les Kt_{sat} sont utilisés afin d'avoir une meilleure représentation spatiale de la couverture nuageuse et de pouvoir les comparer directement au modèle AROME. Néanmoins, afin d'utiliser l'indice de ciel clair calculé pour les données Meteosat-7, il faut le comparer à celui calculé pour les stations de mesure.

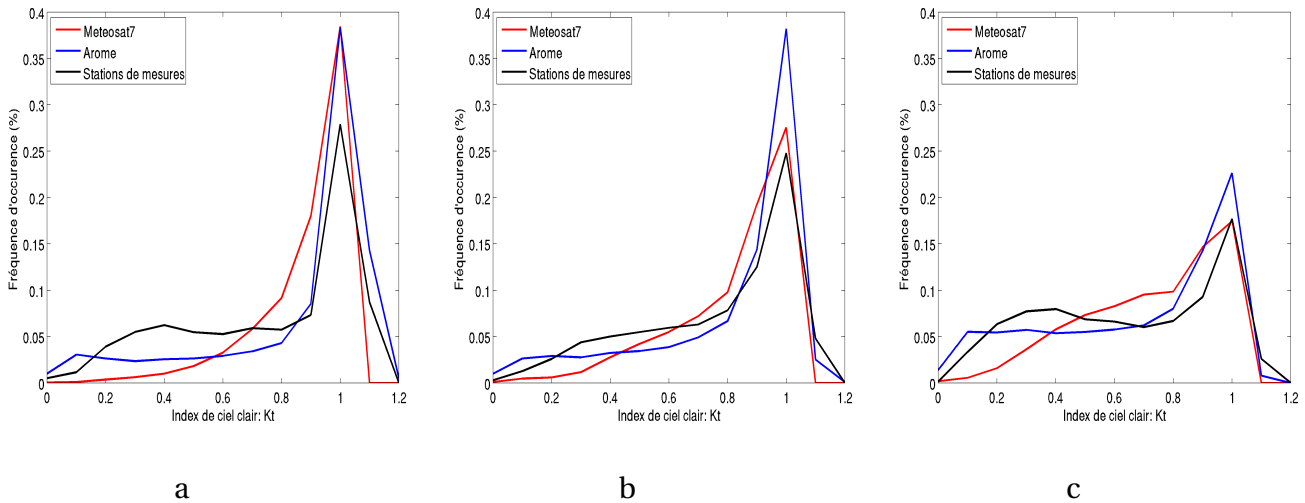


FIGURE 6.9 : Distribution du Kt_{sat} , de Kt_{AROME} et de Kt_{obs} pour toutes les stations sur l'île de la Réunion pour deux ans de données et prévisions (08/2011-08/2014) à (a) 07h, (b) 11h et (c) 14h.

La figure 6.9 présente la distribution de l'indice de ciel clair calculé pour Meteosat-7, pour AROME et les observations sol en utilisant les valeurs de Kt pour toutes les stations de l'île afin de couvrir l'échelle spatiale la plus importante de l'île et d'avoir des valeurs de Kt comparables. Pour calculer Kt_{sat} et Kt_{AROME} , nous utilisons les pixels les plus proches des stations de mesures sol. Les PDF de Kt ont été calculées à 7h, 11h et 14h.

La PDF de Kt_{obs} montre un pic autour de 1 qui correspond au ciel clair sans nuages. Au fil de la journée, la proportion de Kt proche de 1 diminue (de 30 % à 7h à 18 % à 14h). La proportion de Kt plus faibles, $Kt_{obs} > 0,8$ augmente durant la journée. La répartition des Kt_{obs} montre une fréquence d'apparition équivalente des Kt_{obs} situés entre 0,2 et 0,8. Les Kt_{sat} montrent une bonne concordance dans l'évaluation de ciel clair par rapport aux mesures sol. Le pic de Kt_{sat} à 1 diminue de la même manière au cours de la journée sauf à 07h où le ciel clair est légèrement surestimé. Durant la journée, la proportion de Kt_{sat} en dessous de 1 augmente. On voit cependant une différence entre la distribution à 14h des mesures sol et du Kt_{sat} . Le satellite surestime la valeur de Kt lorsque le ciel est nuageux. Il y a en effet moins de valeurs de Kt en dessous de 0,4 et plus au-dessus que pour les observations sol.

Cette différence peut s'expliquer par le fait que la relation utilisée pour calculer le Kt_{sat} à partir de la réflectance est une fonction linéaire. La relation reliant l'indice de ciel clair calculé pour les images satellite et la réflectance (normalisée de 0 à 255) est donnée sur la figure 6.10. Elle présente l'indice de ciel clair en fonction de la réflectance sur la station de Gillot pour deux mois de données Meteosat-7 (janvier 2009-2010). Cette figure montre clairement que la relation reliant les deux variables n'est pas linéaire et présente une dispersion qui peut-être importante. L'utilisation d'une relation linéaire pour estimer le Kt_{sat} a donc pour défaut de sous-estimer les nuages épais et/ou les nuages fortement fractionnés.

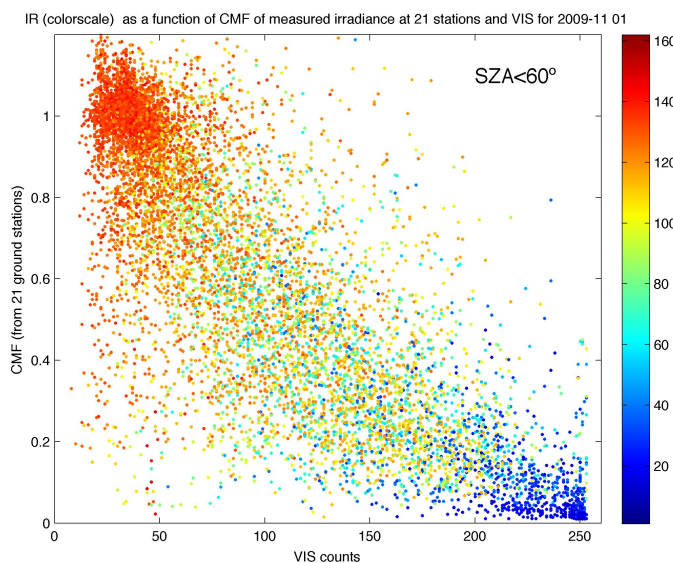


FIGURE 6.10 : Indice de ciel clair en fonction de la réflectance sur la station de Gillot pour deux mois de données Meteosat-7 (Janvier 2009-2010)

La distribution de Kt_{AROME} montre que le modèle surestime le ciel clair. Elle montre cependant une bonne concordance dans la répartition du Kt avec un peu trop de Kt en dessous de 0,1. Le modèle représente bien les nuages mais sur certaines journées ou localisations, il modélise trop de nuages et/ou pas assez. Cette différence suggère une mauvaise répartition des nuages sur l'île mais avec une prise en compte de l'épaisseur correcte.

La figure 6.11 présente l'erreur absolue (MAE) calculée pour le Kt_{sat} et le $Kt_{modèle}$ pour chacune des stations sol de l'île sur deux ans de données. De manière générale, l'erreur sur l'indice de ciel clair moyen est plus importante pour les prévisions AROME que pour les

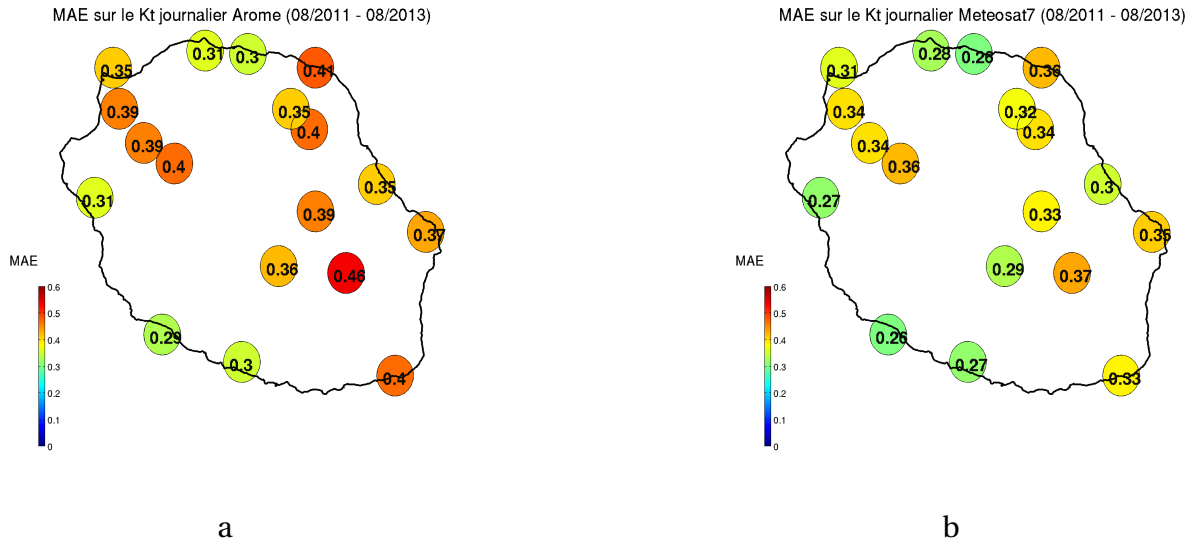


FIGURE 6.11 : MAE sur la valeur de Kt calculé (a) entre deux ans de prévisions AROME (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol et (b) entre deux ans de données Meteosat-7 Vis (08/2011-08/2013) et deux ans de données sol.

données Meteosat-7. L'estimation de l'indice de ciel clair Kt_{sat} est donc encore à améliorer. Mais l'évaluation du Kt_{sat} montre que la représentation de l'indice de ciel clair est correct. Nous allons donc utiliser les données de Kt_{sat} pour faire une évaluation qualitative de la représentation à l'échelle de l'île de l'ennuagement dans le modèle AROME.

2.3 Evolution de l'ennuagement sur un cycle diurne : comparaison des observations Meteosat-7 et des prévisions du modèle AROME

Afin de comparer l'ennuagement sur une échelle régionale, nous avons calculé une fréquence d'occurrence de Kt en posant un seuil en dessous duquel le pixel est considéré comme nuageux. Afin de calculer la fréquence d'occurrence nous avons, à partir de la distribution de Kt_{sat} et de $Kt_{modèle}$, délimité un seuil de 0,9 en dessous duquel le pixel est considéré comme nuageux (Fig. 6.9). Les figures 6.12 et 6.13 présentent la fréquence d'occurrence de nuages calculée pour Meteosat-7 et pour les prévisions AROME pour les mois d'hiver (juin, juillet et août) et pour les mois d'été (janvier, février, mars) à 08h, 11h et 14h sur deux ans de données (08/2011-08/2013).

Une forte occurrence de nuages est trouvée au-dessus des pentes tout au long de la journée. Sur la partie au vent de l'île (Est et Nord-Est), une occurrence importante est trouvée dès le début de la matinée à 08h. Elle est plus importante pour les mois d'hiver que pour les mois d'été. Le modèle AROME représente bien cette variation entre les saisons. A 08h, pour les mois d'été (Fig. 6.13 à 08h), la fréquence d'occurrence de nuages à l'Est est de 60 % sur les images satellite et pour les prévisions du modèle AROME et au Nord-Est de 50 % pour les images satellite et de 60 % pour AROME. AROME surestime la fréquence d'apparition des nuages sur la côte Nord-Est au vent de l'île. On trouve le résultat inverse pour les mois d'hiver sur la saison sèche.

L'ennuagement devient très fréquent entre 11h et 14h. Les données satellite montrent une fréquence d'occurrence entre 70 % et 100 % pour les mois d'hiver et entre 70 % et 80 % pour les mois d'été à 14h. Le modèle AROME prévoit les mêmes fréquences d'ennuagement en hiver mais l'aire couverte par les nuages est plus petite. Le modèle AROME sous-estime la fréquence de nuages au-dessus des côtes. A l'inverse, durant l'été, le modèle prévoit des fréquences plus élevées d'ennuagement (autour de 80 % et 90 %) au-dessus des pentes et au-dessus des côtes par rapport aux données satellite.

Au-dessus des pentes Sud-Ouest et des pentes Ouest, l'occurrence augmente entre le matin et l'après-midi de la même manière entre AROME et Meteosat-7 avec la mise en place des vents de pentes. La localisation des nuages est bonne. Dans la zone sous le vent, ils sont légèrement plus au Sud qu'en réalité.

Durant l'après-midi, les nuages se développent au-dessus de la mer et forment des « panaches » en direction du Nord-Ouest et en direction du Nord-Est. Ces nuages sont bien restitués par le modèle. Les « panaches » au-dessus de la mer sont assez fréquents entre 40 % et 20 % en s'éloignant des côtes. Ces formations de panaches seront étudiées dans le chapitre 9.

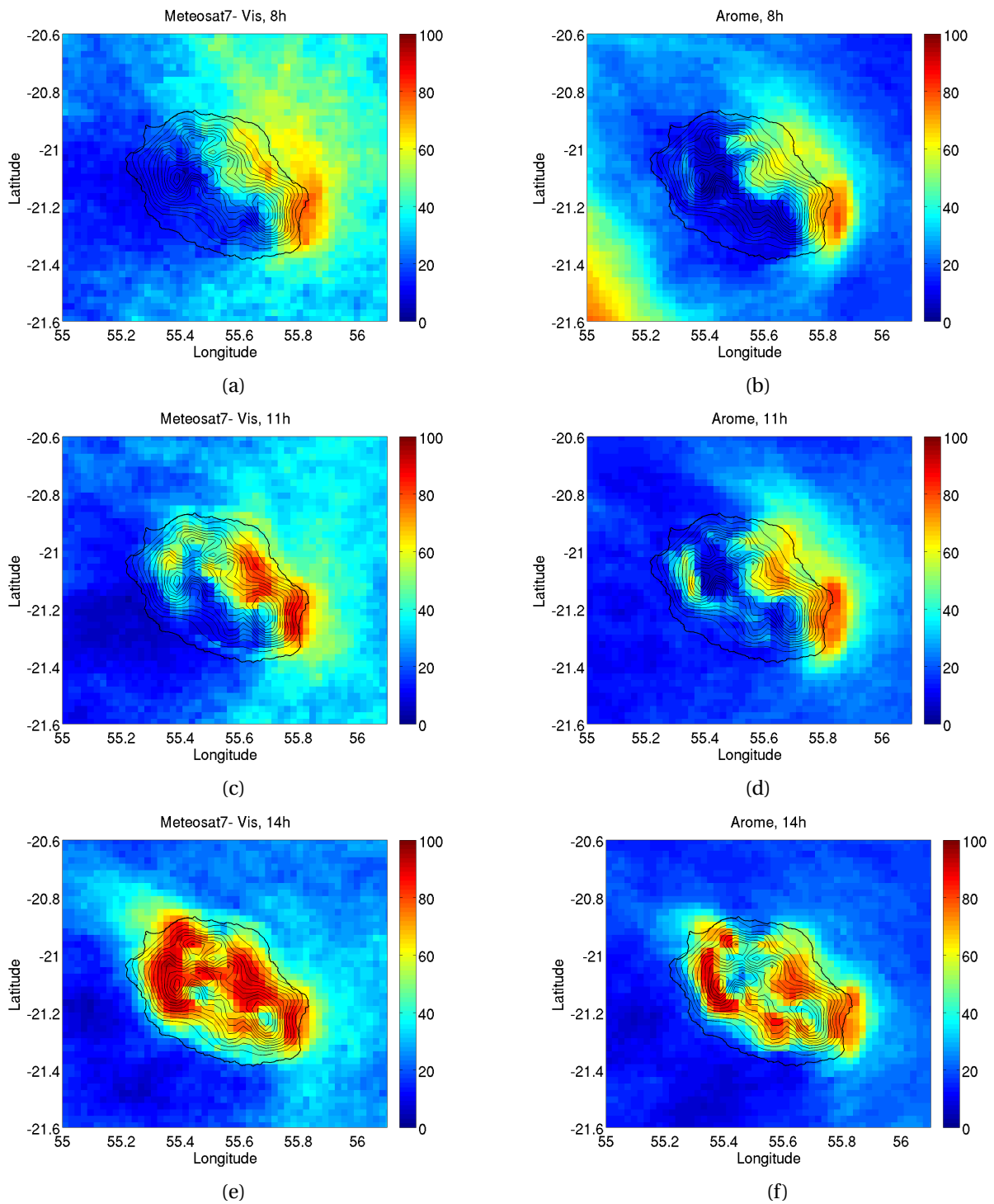


FIGURE 6.12 : Fréquence d'occurrence de présence de nuages sur l'île de la Réunion durant l'hiver (juin/juillet/août) 2012 et 2013 à partir des données Meteosat-7 à (a) 08h (c) 11h et (e) 14h et pour les prévisions AROME à (b) 08h (d) 11h et (f) 14h. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

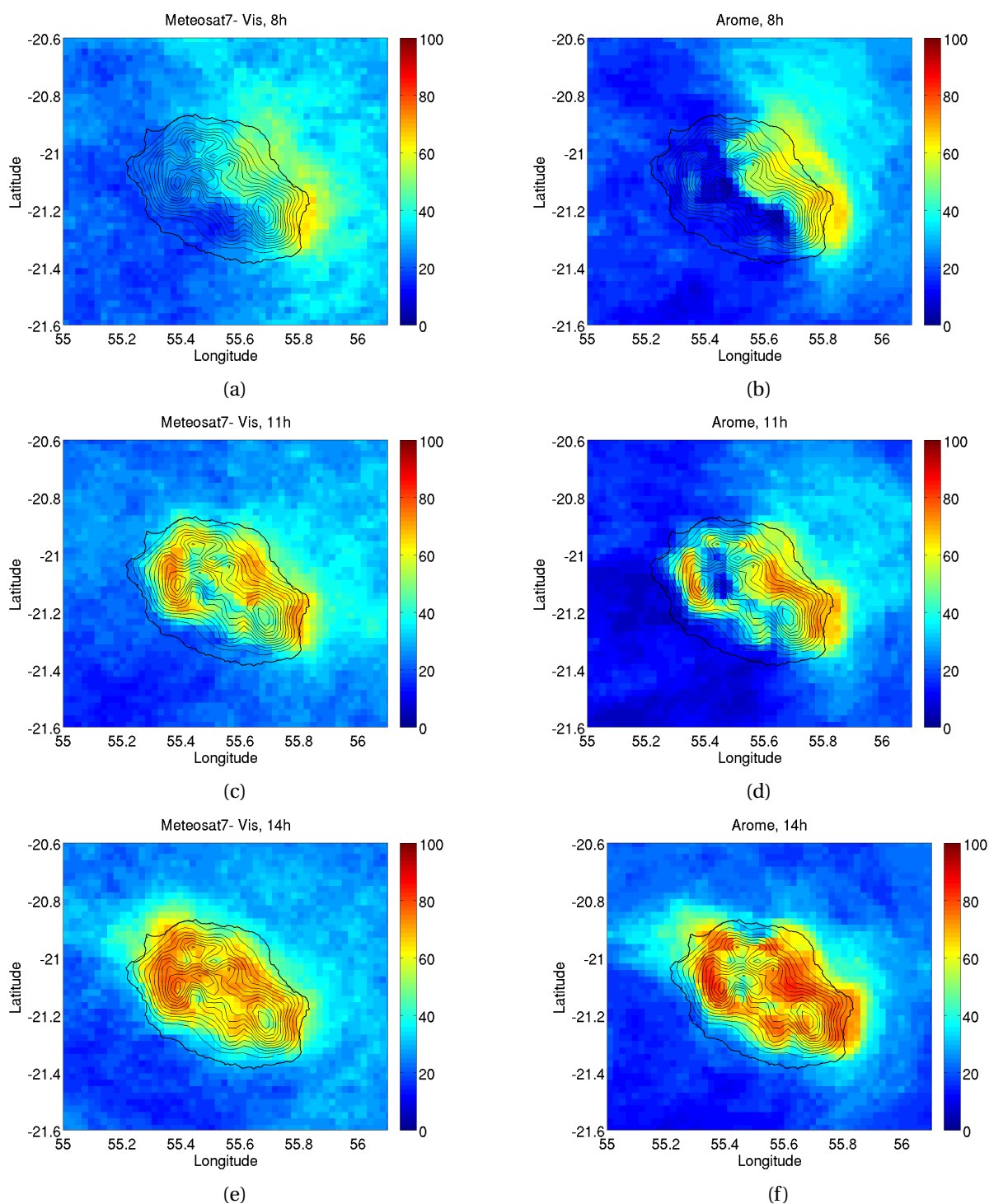


FIGURE 6.13 : Fréquence d'occurrence de présence de nuages sur l'île de la Réunion durant l'été (janvier/février/mars) 2012 et 2013 à partir des données Meteosat-7 à (a) 08h (c) 11h et (e) 14h et pour les prévisions AROME à (b) 08h (d) 11h et (f) 14h. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

3 Synthèse

Dans ce chapitre, une méthode de validation du modèle de prévision AROME a été proposée. Elle repose sur l'utilisation de trois autres jeux de données :

Les réanalyses ERA-Interim d'ECMWF : elles nous ont permis de valider le vent en amont de l'île. Les résultats sur la validation des champs de vent en terme de vitesse et de direction du vent ont montré des résultats assez bons avec une erreur de ± 1 m/s et $\pm 10^\circ$ sur les vents d'alizés.

Les observations des stations sol : les observations au sol nous ont permis de valider les prévisions de vent à 10 mètre AGL, de température à 2 mètres AGL et de rayonnement solaire global reçu au sol sur chaque station sur deux ans de prévisions (08/2011-08/2013). Elles nous ont donné accès à la variabilité à l'échelle de l'île grâce à une bonne couverture spatiale des stations mais pas au niveau régional. Les résultats de l'évaluation de ces variables montre une variabilité importante des erreurs en fonction de la variable regardée et de la localisation sur l'île. Le modèle AROME semble mieux prévoir les variables dynamiques que thermiques.

Pour faire cette évaluation, nous avons comparé les observations au pixel le plus proche correspondant de modèle AROME. Nous avons bien conscience du fait que la méthode de comparaison point-à-pixel n'est pas optimale car elle souffre du problème de double pénalité notamment pour la validation des nuages qui peuvent être au mauvais endroit au mauvais moment.

La variabilité du rayonnement sur l'île est telle que la couverture des stations sol ne suffit pas pour utiliser des comparaisons de régions à régions des champs de nuages simulés avec ceux observés [Badosa *et al.*, 2012]. Les erreurs ont montré une forte variabilité en fonction de la localisation et demandent une validation plus importante. Dans la suite du manuscrit, afin d'étudier les processus de formation et d'étalement de nuages, nous validerons les cas d'étude afin de choisir ceux qui représenteront au plus près de la réalité les variables observées.

L'utilisation des données satellite nous a permis de comparer la couverture nuageuse sur une échelle régionale et à l'échelle de l'île. Cet outil sera à l'avenir un moyen de pallier le problème de représentativité des données sol. En moyenne, le modèle représente bien l'évolution de la couverture nuageuse sur un cycle diurne notamment en termes de localisation, de forme et de fréquence d'occurrence des nuages. Le modèle a tendance à surestimer la fréquence de nuages notamment en été où il prévoit trop de nuages. A l'inverse, il sous-estime la fréquence de nuages durant l'hiver. Cette étude est cohérente avec les résultats montrés par les PDF de Kt. Les sources possibles d'erreurs peuvent être liées à l'estimation de la température de surface qui peut avoir des conséquences sur la mise en place de la convection mais également sur l'arrêt de la convection. Pour le moment, la transcription du rayonnement au sol à partir des données satellite n'est pas encore assez précise pour faire une comparaison directe mais elle permet une validation visuelle des champs nuageux. Les résultats ont montré que sur deux ans de données (08/2011 à 08/2013), AROME représente bien la couverture nuageuse en moyenne sur les mois d'hiver et d'été.

III

CYCLE DE VIE DES NUAGES SUR L'ÎLE DE LA RÉUNION

Pour des îles aux reliefs importants par rapport à la couche d'alizés en amont ($M > 1$), l'île force le flux amont à se séparer en deux branches contournant de part et d'autre le relief. Ce régime est caractérisé par la formation d'une zone de blocage en amont de l'île, par la formation de vent de retour d'Ouest dans le sillage de l'île et par l'accélération des vents sur les côtés par effet Venturi. Seront exposés dans les chapitres 7 et 8 les effets de l'orographie, notamment les phénomènes de formation de nuages, typiques des îles tropicales.

Dans cette partie, nous avons étudié les processus thermodynamiques importants pour la formation et l'étalement des nuages sur un cycle complet d'ennuagement au-dessus de l'île de la Réunion. Les études ont été effectuées à partir de prévisions du modèle AROME sur un certain nombre de cas d'études validés préalablement. Dans un premier temps nous avons cherché si'il existait des paramètres prédictifs de l'ennuagement durant la nuit et qui puissent apporter une information sur l'ennuagement durant la journée. Le chapitre 7 décrit la formation de quatre scénarios d'ennuagement durant la nuit sur une étude de cas. Le chapitre 8 se concentre sur les phénomènes d'ennuagement en journée. Les idées développées dans ce chapitre reposent sur les résultats du chapitre 7. Dans un premier temps, les études montrent le résultat de la discrimination statistique de deux ans de données observées en fonction des paramètres prédictifs des scénarios de nuit. L'apport de ces paramètres sur la compréhension de la variabilité des cycles diurnes ainsi obtenu sera discuté dans un deuxième temps, notamment sur deux cas d'études. Nous expliquerons deux cas d'étalement de nuages de l'île de la Réunion durant l'après-midi.

7

PROCESSUS DE FORMATION DE NUAGES LA NUIT

Sommaire

1	Etude statistique des paramètres clés de l'ennuagement et formation de scénario	104
1.1	Etude statistique des paramètres clés de l'ennuagement	104
1.2	Définition de régimes à partir des paramètres clés	107
2	Description et compréhension des scénarios d'ennuagement de nuit	111
2.1	Evaluation des scénarios	111
2.2	Scénario de formation de nuages par un processus de convergence : scénario CB	114
2.3	Cas particulier du scénario CM	121
2.4	Scénario de formation de nuages persistants sur les pentes : Scénario CS	127
2.5	Scénario de ciel clair durant la nuit	133
3	Analyse comparative des quatre scénarios identifiés	139
4	Synthèse	144

Dans ce chapitre nous allons présenter les processus d'ennuagement de nuit. Les régimes dans lesquels ils se développent sont caractérisés par la hauteur adimensionnée M et par le nombre de Froude.

Dans le cas de l'île de la Réunion, $M = 2,5$ pour $e = 2500$ m. Pour des vitesses de vent entre 5 m/s et 10 m/s et pour une hauteur moyenne de la couche limite atmosphérique marine (CLAM) de 1000 m, les valeurs critiques sur la droite M_s séparant le régime de blocage des autres régimes varient alors de 1 à 1,1 environ.

Pour les nombres de Froude faibles calculés en amont de l'île ($Fr < 1$), le régime dynamique caractéristique de l'île est un régime de contournement des vents dû à l'incapacité du flux de passer au-dessus de l'île et par la formation d'un point de stagnation sur la partie amont de l'île. Le flux est sous-critique et décélère en s'approchant de l'île et tend vers 0. La décélération du fluide en amont de l'île induit une élévation de la hauteur de la couche limite marine en amont de l'île. Le flux se sépare en deux branches autour de l'obstacle et

devient sur-critique avec la formation d'un sillage et d'une zone de recirculation en aval.

Nous commencerons tout d'abord par décrire la variabilité des paramètres à prendre en compte dans la formation des nuages définie dans les chapitres 2 et 3. Nous présenterons ensuite quelques cas d'étude et décrirons sur chacun d'eux un processus de formation de nuages de nuit différent.

1 Etude statistique des paramètres clés de l'ennuagement et formation de scénario

1.1 Etude statistique des paramètres clés de l'ennuagement

La figure 7.1 montre la fonction de densité de probabilité de la direction et de la vitesse du vent, du cisaillement de vent entre 850 hPa et 1000 hPa, du nombre de Froude en amont de l'île (calculé sur la zone ERA définie dans la figure 6.1), de la hauteur de la couche limite atmosphérique marine et du niveau de condensation par soulèvement, LCL (Lifted Condensation Level). Ces PDF ont été obtenues à partir des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF sur 14 ans de données (2000-2013) toutes les 6 heures sur le point de grille correspondant à celui de l'île de la Réunion.

La figure 7.1.b montre que la vitesse du vent à 1000 hPa est centrée autour de 7 m/s et varie de 4 m/s à 10 m/s pour 90 % des cas. La direction des vents à 1000 hPa (Fig. 7.1.a) est en majorité d'Est (autour de 100°) correspondant à des vents d'alizés. La direction du vent en amont de l'île va jouer sur la configuration du vent autour et sur l'île en partie. La localisation de la zone au vent, des côtes parallèles et de la zone de sillage va dépendre de la direction de vent. L'intensité, l'étendue, la localisation de ces zones vont également dépendre de la vitesse du vent en amont. [Lesouëf, 2010] a regardé la dispersion des polluants sur l'île à l'aide du modèle Mésio-NH et a montré que c'était également le cas sur l'île de la Réunion.

La formation des brises de mer, de terre et des vents catabatiques et anabatiques en différents points de l'île est fortement influencée par la vitesse et la direction du vent synoptique [Badosa *et al.*, 2015]. La direction et l'intensité de ces vents locaux vont être modifiées et leurs directions vont totalement inversées. Sur la station de la plaine des Palmistes située sur les pentes au Nord au vent, au-delà de 10 m/s, les vents catabatiques disparaissent et prennent la direction du vent synoptique.

En utilisant les données des stations sol de Météo-France, nous calculons sur les différentes stations la moyenne de la vitesse du vent sur 13 ans de données (de 2000 à 2013). La figure 7.2 montre la vitesse et la direction du vent moyen sur la station de St Benoît sur la côte au vent. La direction du vent la nuit est généralement de Sud-Ouest, perpendiculaire à la ligne de côte et parallèle à la pente. Entre 07h et 09h, la direction du vent tourne pour devenir d'Est dans la direction des alizés. La vitesse de ces vents de brises de mer et de terre est fortement modulée par la vitesse du vent synoptique. Dans des conditions de vent synoptique fort (> 10 m/s), la direction locale sur St Benoît la nuit prend une direction de Sud-Est, combinaison entre une brise de terre et du vent synoptique (Fig. 7.2).

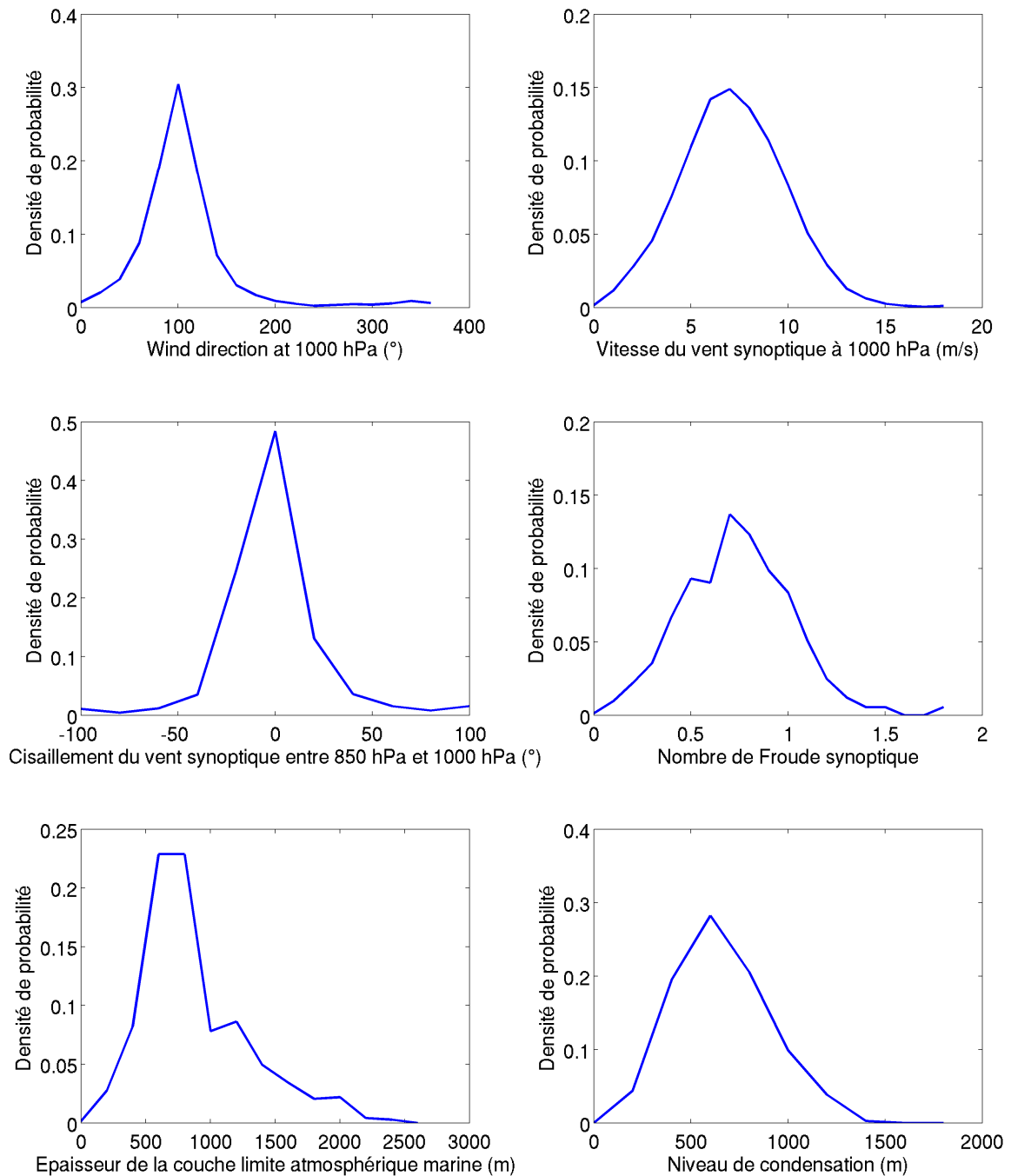


FIGURE 7.1 : Densité de probabilité (a) de la direction du vent (°), (b) de la vitesse du vent (m/s), (c) du cisaillement entre 850 hPa et 1000 hPa (°), (d) du nombre de Froude, (e) de la hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et (f) du niveau de condensation calculé à partir des réanalyses ERA-Interim (2000-2013) sur le point de grille.

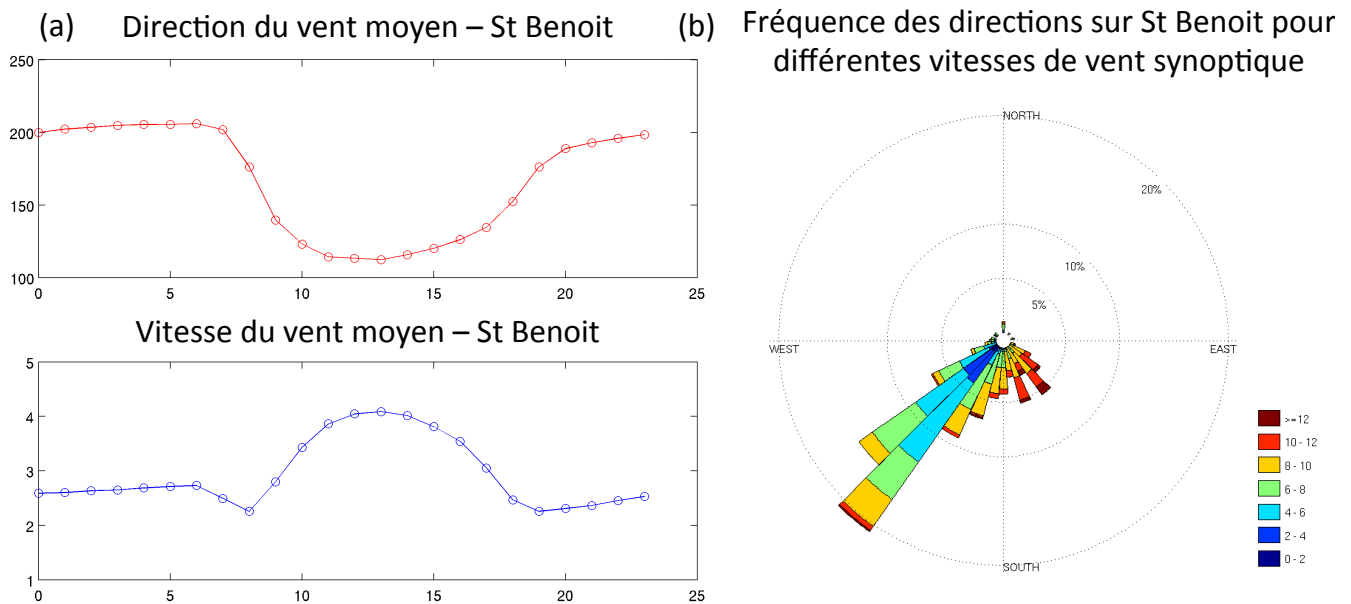


FIGURE 7.2 : (a) Vitesse du vent diurne moyennée (m/s) et de direction (°) calculées sur 4 ans de données sol (2009-2012) sur la station de Météo-France de St Benoît. (b) Influence de la vitesse du vent synoptique prise avec les réanalyses ERA-Interim (en couleur) sur la direction du vent local à la station de St Benoît.

La couche d'alizés au-dessus de la l'île de la Réunion coiffe la couche limite atmosphérique marine, couche stable qui est variable d'une journée sur l'autre. La CLAM présente deux régimes : un régime correspondant à une couche limite de faible épaisseur en-dessous de 1000 m et 50 % autour de 600 m et un autre régime avec une couche limite atmosphérique marine assez épaisse entre 1000 m et 2500 m (figure 7.1.e).

La hauteur d'inversion [Mendonca et Iwaoka, 1969] résultant de la branche descendante de la cellule de Hadley est la caractéristique principale de la distribution de la vitesse verticale sur l'île de la Réunion. La hauteur de l'inversion des alizés est caractérisée par la présence des vents d'Est dans les basses couches surmontées par des vents d'Ouest. La hauteur d'inversion est détectée par la présence d'une inversion de température (due à la subsidence synoptique surmontant la convection dans les basses couches de l'atmosphère) et

joue comme une barrière sur le développement de nuages. La hauteur de l'inversion peut varier de manière significative sur l'échelle journalière et d'une journée sur l'autre mais aucun schéma significatif n'a pu être établi [Cao *et al.*, 2007]. Actuellement, aucune étude n'a été publiée sur l'interaction entre la couche limite atmosphérique et l'inversion des alizés.

Pour une inversion des alizés plus basse que la couche limite atmosphérique, il est possible de trouver un vent synoptique cisailant en-dessous du sommet de l'île de la Réunion. Pour ces vents, on va donc trouver la formation de zones de sillage à différentes altitudes et à différentes régions de l'île. La hauteur d'inversion peut affecter la forme et la localisation des nuages. La figure 7.1.c montre la PDF du cisaillement de vent entre 1000 hPa et 850 hPa. On utilise cette altitude car c'est la hauteur moyenne des nuages au-dessus de l'île la Réunion sous 3000 m [Badosa *et al.*, 2012].

La distribution est dominée par des vents faiblement cisailants verticalement (0-40°). Toutefois, la distribution révèle que 20 % des cas environ de vents cisailants excèdent 60° ou -60°. La majorité de ces cas présente une direction de vent au sol de Nord-Est à Sud-Est et des vents en altitude de Sud-Ouest à Ouest.

Si le vent en amont de l'île est insaturé, la formation des nuages locaux dépend de la capacité du flux à atteindre la hauteur de condensation. La LCL est dérivée de l'approximation faite par [Stull, 1988] :

$$LCL = a(T - T_d)$$

avec T_d la température de rosée, et a est égale à 125. La LCL est calculée à partir des réanalyses ERA-Interim. 80 % de la LCL varie entre 400 et 800 m (7.1.f).

Les paramètres ainsi définis vont être évalués sur l'île de la Réunion en différents endroits de l'île, sur les pentes et les côtes afin de caractériser les régimes de brises de terre, en amont de l'île pour caractériser les champs synoptiques. Les différents domaines d'étude sont présentés dans la figure 7.3.

1.2 Définition de régimes à partir des paramètres clés

En fin de nuit, la présence de nuages est récurrente (80%), proche de l'île sur la côte ou sur une partie de l'île. Il est possible d'identifier différents scénarios d'ennuagements à partir de la littérature et à partir de l'étude de la variabilité des paramètres clés de la formation de nuages notamment à partir de la théorie hydraulique et des équations de la thermodynamique (cf chapitres 2 et 3).

Deux ans de prévision AROME ont été utilisées pour construire une classification basée sur différents critères :

- la présence ou non de nuages la nuit ;
- le profil vertical du vent (cisailant ou non) ;
- le nombre de Froude en amont calculé sur le domaine 1 de la figure 7.3.

La figure 7.4 présente la classification effectuée et les proportions de cas obtenus dans

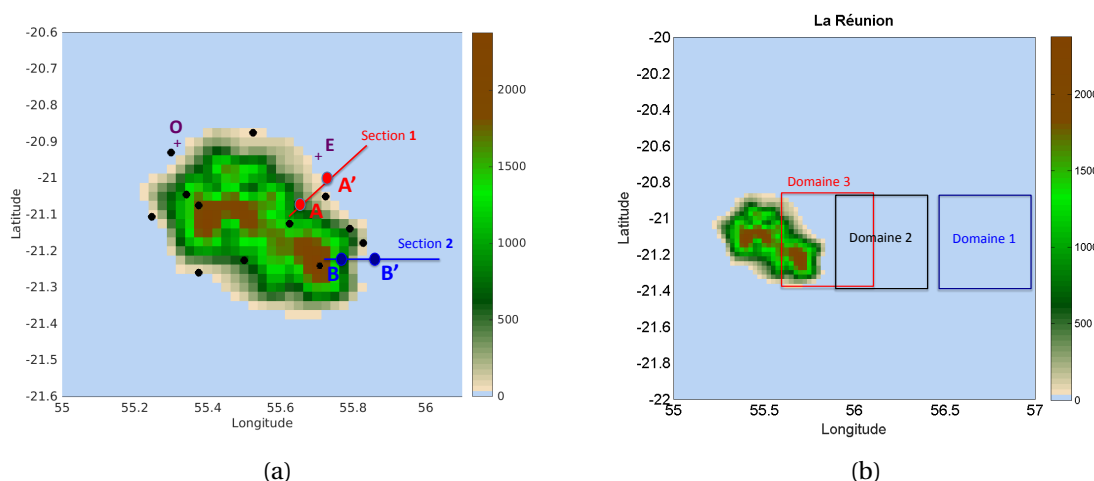


FIGURE 7.3 : représentation des différents domaines et sections d'études. (a) Sections 1 et 2 avec les points A et B situés sur les pentes et les points A' et B' situés sur les côtes. (b) Définition de trois domaines d'étude : le domaine 1 pour les études de paramètres synoptiques en amont de l'île, le domaine 2 pour les paramètres juste en amont de l'île et le domaine 3 incluant les pentes, les côtes et la mer proche de l'île.

AROME. A partir de 730 jours (dont 609 de disponibles) sur les deux années (08/2011 à 08/2013), la première classification effectuée porte sur la présence ou non de nuages la nuit. Pour cela, on définit un domaine 3 sur la figure 7.3 prenant en compte une partie des pentes, du littoral et de la mer sur la zone au vent de l'île.

Le premier régime est défini en fonction de la présence ou non de nuages la nuit. Le scénario CF (Cloud Free) est caractérisé par l'absence de nuages la nuit (12 % des cas).

Les cas avec des nuages sont ensuite séparés par le profil de vent cisailant ou non cisailant (sur un profil correspondant au niveau du modèle de 10 m à 1500 m). Le scénario CM (Cloud Mass) correspond au régime qui présente des nuages la nuit sur l'île et un profil de vent cisailant sous les sommets de l'île (7 % des cas).

Enfin une classification est effectuée selon la vitesse du vent pour des vents entre 5-8 m/s et des vents au-dessus de 9 m/s :

- le scénario CB (Cloud Band : 30 %) correspond à un régime avec des vents modérés et un profil de vent non cisailant avec la présence de nuages proches de l'île ou sur les côtes ;
- Le scénario CS (Cloud Slope : 20 %) correspond à un régime avec des vents forts non cisailants et avec la présence de nuages sur l'île notamment sur les pentes et les côtes.

38 cas ont été sélectionnés parmi les prévisions du modèle numérique AROME pour ceux présentant les meilleurs scores de MAE et les plus forts IOA₂ sur les variables thermodynamiques locales. Ces résultats seront présentés dans la section suivante. Les scores moyens sur la validation des cas sont présentés dans le tableau 7-1.

Nous avons sélectionné environ quarante cas afin d'avoir environ le même nombre de

cas pour chaque scénario. Certains ont malgré tout moins de cas car ils sont moins représentés comme le scénario CM ou le scénario CF. Les caractéristiques des quatre scénarios sont présentées dans les tableaux 7-2, 7-3, 7-4, 7-5 pour les scénarios CB, CM, CS, CF respectivement.

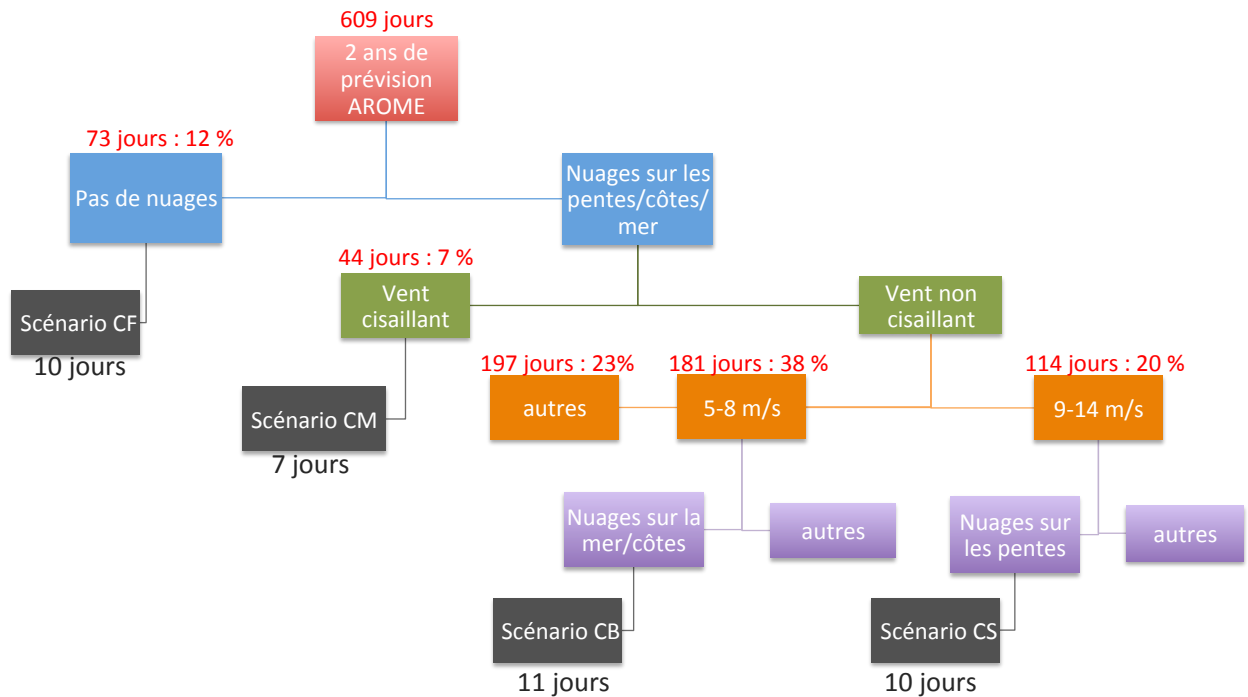


FIGURE 7.4 : Schéma représentant la formation de 4 scénarios de formation de nuages à partir de deux ans de données (08/2011-08/2013)

Les quatre scénarios sont distingués par les critères suivants : la localisation de la formation et la forme des nuages, le nombre de Froude synoptique et la direction du vent synoptique à 10 m et à 1500 m. Les autres paramètres des tableaux seront présentés et discutés dans la partie suivante. Les scénarios d'ennuagement la nuit présentent chacun des caractéristiques qui leur sont propres.

Le scénario CB de formation de bande de nuages est présenté dans le tableau 7-2. La formation de bandes fines de nuages apparaît en amont de l'île, typiquement à l'Est ou au Nord-Est, mais également sur la partie Nord ou Ouest de l'île selon la direction du vent synoptique, notamment en hiver avec les régimes de formation de cyclones et des vents de Nord et Ouest. Les bandes de nuages se forment en général en deuxième partie de nuit et plutôt entre 02h et 04h.

Le scénario CM de formation d'amas nuageux (tableau 7-3) est caractérisé par la formation de nuages plutôt en deuxième partie de nuit comme précédemment et parfois en début de nuit vers 21h, typiquement sur l'Est de l'île, puis par le déplacement de ces nuages vers le Nord de l'île, typiquement vers les côtes et/ou les pentes. Le profil de vent synoptique est caractéristique. Il présente des vents moyens au sol de 5-8 m/s et des vents faibles en altitude

(< 3 m/s) à la hauteur d'inversion avec un vent fortement cisaillant entre le sol et l'altitude de formation des nuages (environ 100°). Dans certains cas, la vitesse du vent à la hauteur d'inversion est presque nulle et la direction non définie (ces cas sont marqués d'un «-»).

Le scénario de formation de nuages sur les pentes, CS (tableau 7-4), est caractérisé par la formation de nuages la nuit sur les pentes voire sur les côtes Est et Nord-Est de l'île pour des vents synoptiques d'Est et Nord-Est. Les nuages sont présents souvent toute la nuit. La vitesse du vent au sol est plus importante que 9 m/s et la direction du vent est constante sur toute la verticale.

Le dernier scénario, CF (tableau 7-5), est caractérisé par l'absence de nuages, ni advectés, ni formés localement durant la nuit. La vitesse du vent synoptique est variable entre 2 m/s et 7 m/s. Le profil de vent est cisaillant ou non cisaillant.

Afin de comprendre et d'expliquer ce qui distingue ces scénarios, nous avons sélectionné 4 journées, les plus proches de la réalité sur tout le cycle diurne de rayonnement et des variables thermodynamiques : le 18/11/2011 pour CB, le 07/01/2012 pour CM, le 15/04/2012 pour CS et le 28/11/2011 pour CF. L'idée est de chercher si'il y a des paramètres prédictifs de chacun des scénarios. Pour illustrer les scénarios de nuages de nuit, la figure 5 montre une carte du contenu en eau nuageuse intégrée entre 10 m et 3000 m à 04h pour les quatre différents cas.

2 Description et compréhension des scénarios d'ennuagement de nuit

Dans cette section, 38 cas ont été sélectionnés correspondant aux critères définis par les différents scénarios et qui présentent les meilleurs scores. Nous validons ces cas sur un cycle diurne afin que ces mêmes journées soient utilisées dans tout le reste de la thèse car elles représentent correctement le cycle diurne d'ennuagement.

2.1 Evaluation des scénarios

Les différences entre les paramètres simulés et observés sont présentées dans le tableau 7.1. A l'instar du chapitre 5, les mêmes scores sont utilisés pour valider les prévisions du modèle. Afin de valider les champs synoptiques de T_{2m} , V_{10m} et Dir_{10m} les données réanalysées ERA-Interim sont utilisées de la même manière que précédemment.

Les données sol locales sont extraites de 8 stations de Météo-France réparties sur l'île et d'une station EDF : La Roseraie (RYE), Gillot (GT), Le Port (LP), Petite France (PF), St Benoît (BT), plaine des Palmistes (PP), Etang Salé (ES), Tampon (TP), Madio (MD), La Star (ST). Les données sol horaires de T_{2m} , V_{10m} et Dir_{10m} et du rayonnement sont comparées aux sorties du modèle AROME sur le pixel le plus proche de la station. Le calcul des erreurs est effectué sur un cycle diurne de 00h à 19h.

L'indice de performance du modèle (IOA_2) est positif pour tous les paramètres météo et sur toutes les stations sol contrairement à ceux obtenus pour l'évaluation du modèle sur

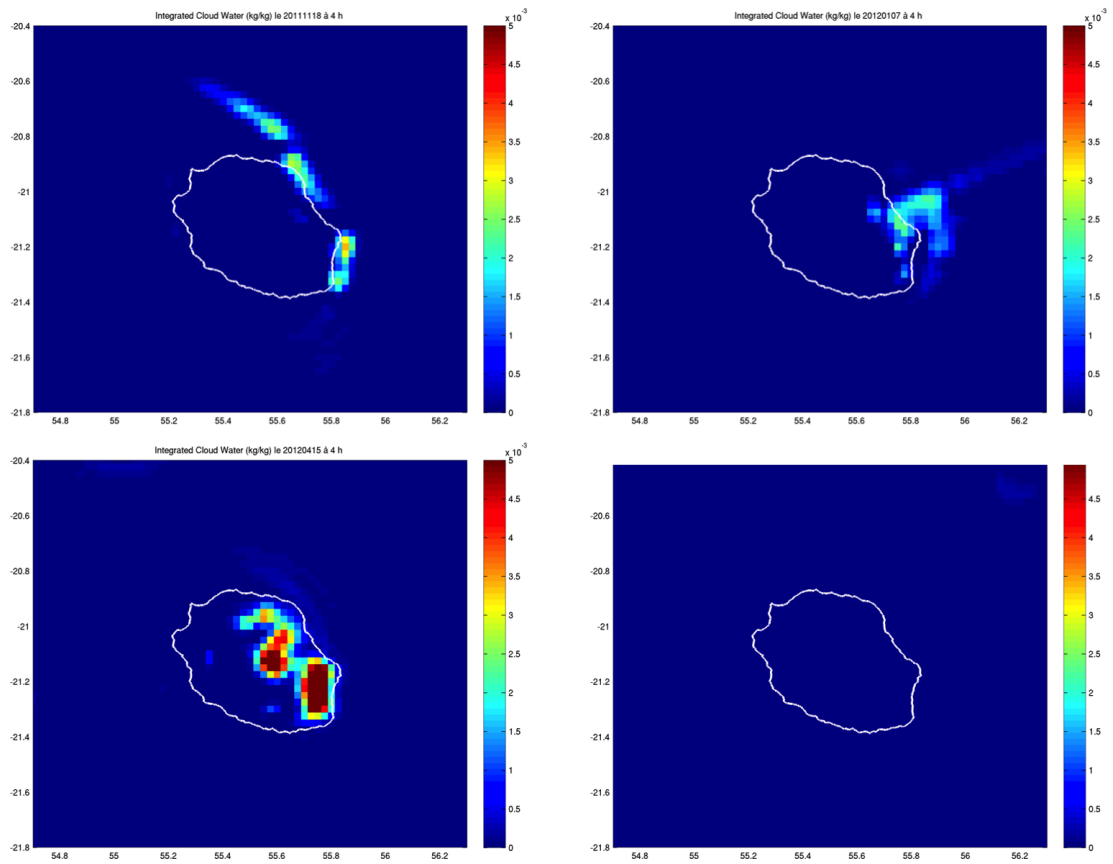


FIGURE 7.5 : Contenu en eau nuageuse intégrée (g/m^2) entre 10 m et 3000 m AGL à 04h (a) le 18 novembre 2011, (b) le 07 janvier 2012, (c) le 15 avril 2012 et (d) le 28 novembre 2011.

Tableau 7.1: Résultats de l'évaluation de MBE, MAE et RMSE pour la comparaison entre les prévisions AROME et les données des stations sols des variables de V10m, Dir10m et T2m sur les stations de La Roseraie (RYE), Gillot (GT), Le Port (LP), Petite France (PF), St Benoît (BT), plaine des Palmistes (PP), Etang Salé (ES), Tampon (TP), Maito (MD), La Star (ST).

	Synoptique	RYE	GT	LP	PF	BT	PP	ES	TP	MD
Vitesse du vent (m/s)										
MBE	0,34	1,2	-0,03	0,27	0,05	0,9	0,03	1,05	0,3	-0,4
MAE	1,07	1,8	1,7	1,5	1,1	1,4	0,8	1,8	1,3	1,3
IOA ₂	0,55	0,2	0,43	0,42	0,21	0,36	0,46	0,5	0,28	0,33
Direction du vent (°)										
MBE	-0,87	-7,7	7,3	17,5	3,4	3,1	34,5	20,1	-0,7	31,8
MAE	16,4	41,2	27,3	55	51,1	29	88,6	53,7	44,4	84
IOA ₂	0,5	0,31	0,6	0,65	0,68	0,73	0,47	0,7	0,63	0,42
Température (° C)										
MBE	0,36	-0,64	-1,1	-0,44	-1,2	-0,57	-2,04	-0,22	-0,5	0,17
MAE	1,3	1,3	1,36	1,8	1,7	1,5	2,2	2,1	1,8	1,13
IOA ₂	0,5	0,6	0,64	0,57	0,6	0,7	0,57	0,64	0,79	0,41
Rayonnement (W/m ²)										
MBE	0,36	-0,64	-1,1	-0,44	-1,2	-0,57	-2,04	-0,22	-0,5	0,17
MAE	1,3	1,3	1,36	1,8	1,7	1,5	2,2	2,1	1,8	1,13
IOA ₂	0,5	0,6	0,64	0,57	0,6	0,7	0,57	0,64	0,79	0,41

deux ans de prévision.

Pour les 38 cas étudiés, le modèle donne une bonne prévision de la vitesse du vent à 10 m, de la direction du vent à 10 m, de la température à 2 m et du rayonnement global au sol. De manière générale, le modèle présente de meilleurs scores pour les stations sur les côtes parallèles (GT, BT, ES) et pour la station sous le vent (LP).

Pour les variables de vitesse et de direction du vent, la plus mauvaise prédiction apparaît être celle de RYE ($IOA_2 = 0,2$, $MAE=1,8$ m/s). Cette station est particulière par sa localisation sur un piton qui peut-être, dans certain cas de vent synoptique, une limite entre la zone au vent de l'Est et la côte parallèle au Nord. La station se trouve également un peu en altitude à la confluence entre des régimes de pente et des régimes au vent et de zones parallèles au vent.

Concernant la variable de température de l'air à 2 m, le modèle donne une bonne prévision avec une $IOA_2 > 0,5$ mais il a tendance à sous-estimer la température sur presque toutes les stations.

2.2 Scénario de formation de nuages par un processus de convergence : scénario CB

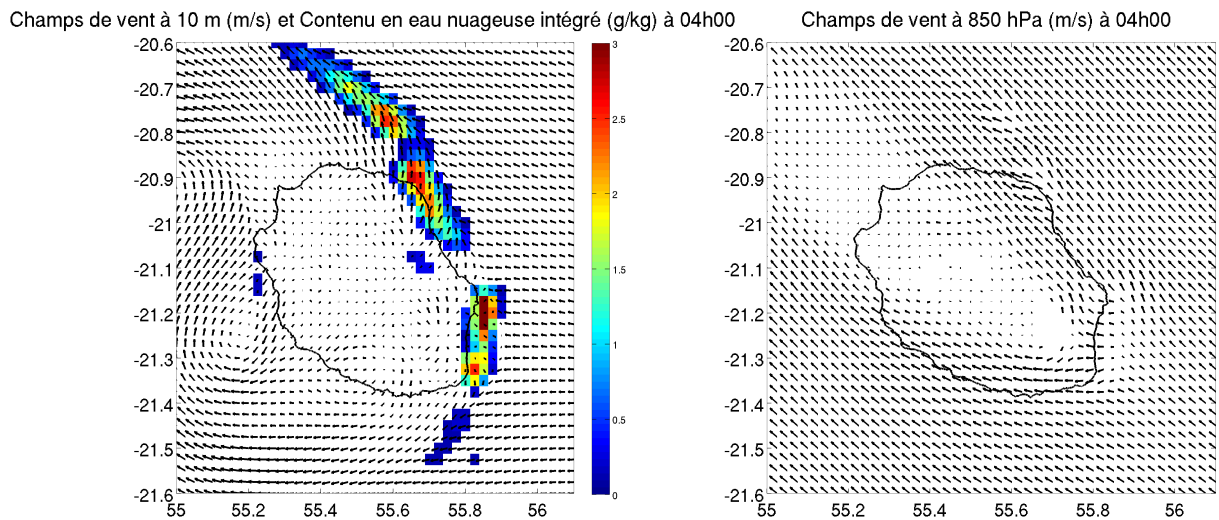


FIGURE 7.6 : Carte du champ de vent à 10 m et du contenu en eau nuageuse intégrée de 10 m à 3000 m à 4h (figure de gauche) et champs de vent à 1500 m le 18/11/2011.

Le cas du 18 novembre 2011 est représentatif du scénario CB. Sur la figure 7.6 est représenté le champ de vent à 10 m et à 1500 m ainsi que la quantité d'eau nuageuse intégrée à 04h00. On voit clairement que le cas du 18/11/2011 est un cas de régime sous-critique avec la formation d'une zone de blocage en amont et un contournement de l'île par les vents et la formation d'une zone de recirculation à l'aval de l'île. La figure 7.7 montre les profils verticaux de la vitesse et de la direction du vent synoptique et le profil d'humidité relative à 04h.

On voit un profil non cisaillant d'Est (100° environ). La vitesse à 10 m est de 5 m/s et de 6,5 m/s à 1500 m. Ces profils restent plutôt constants durant la nuit et sont caractéristiques d'un régime d'alizés avec une hauteur d'inversion des alizés autour de 2000 m.

La figure 7.8 montre les vents locaux moyennés sur la partie Nord (points A et A') de l'île et la partie Est de l'île sur les points B et B'. La fenêtre temporelle qui nous intéresse est de 17h à 11h du matin. La nuit, le refroidissement des pentes engendre la formation de vents catabatiques sur les pentes que l'on voit bien (points A et B). Ils sont initiés entre 17h et 18h avec des vents de direction de 200° aux points A et B. On voit également la formation de brises de mer qui se produit plus tard sur la côte Nord que sur la côte Est (points A' et B'). A 19h, au Nord seuls les vents catabatiques sont formés sur les pentes alors qu'à l'Est les brises de mer s'étendent déjà jusqu'à 3 km des côtes.

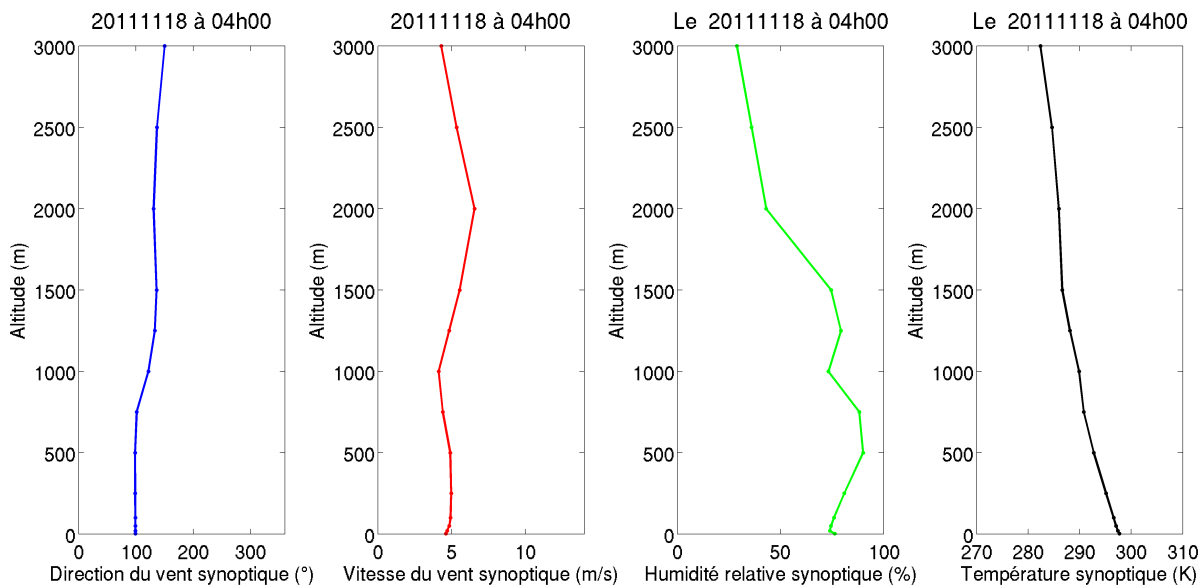


FIGURE 7.7 : De gauche à droite : profil de direction du vent (m/s), profil de vitesse du vent (°), profil d'humidité relative (%) et profil de température (K) calculés sur le domaine 1. Cas du 18/11/2011.

Les vents catabatiques augmentent d'environ 2,5 m/s à 21h à 4 m/s à 01h dans le Nord alors qu'ils restent plutôt stables à l'Est. A 04h00, les brises de terre s'étendent jusqu'à 18 km à l'Est des côtes et jusqu'à 15 km au Nord des côtes environ. Une zone de convergence entre les brises de terre et le vent synoptique en amont de l'île se forme au vent de l'île. Cette zone de convergence est déplacée plus loin des côtes au fur et à mesure de l'extension des brises de terre sur la mer.

La figure 7.9.a représente la quantité d'eau nuageuse intégrée entre les niveaux du modèle correspondant à 10 m et 3000 m au-dessus du sol AGL (Above Ground Level) sur les sections 1 et 2 (Fig. 6.1) au Nord et à l'Est respectivement à 22h, 01h et 04h.

Au Nord, Q_{eint} est de 0,1g/m² à 01h00 et atteint une valeur maximale à 04h00 de 0,5g/m². A l'Est, Q_{eint} atteint un maximum à 04h00 avec 2,3g/m². On voit la formation d'une vitesse

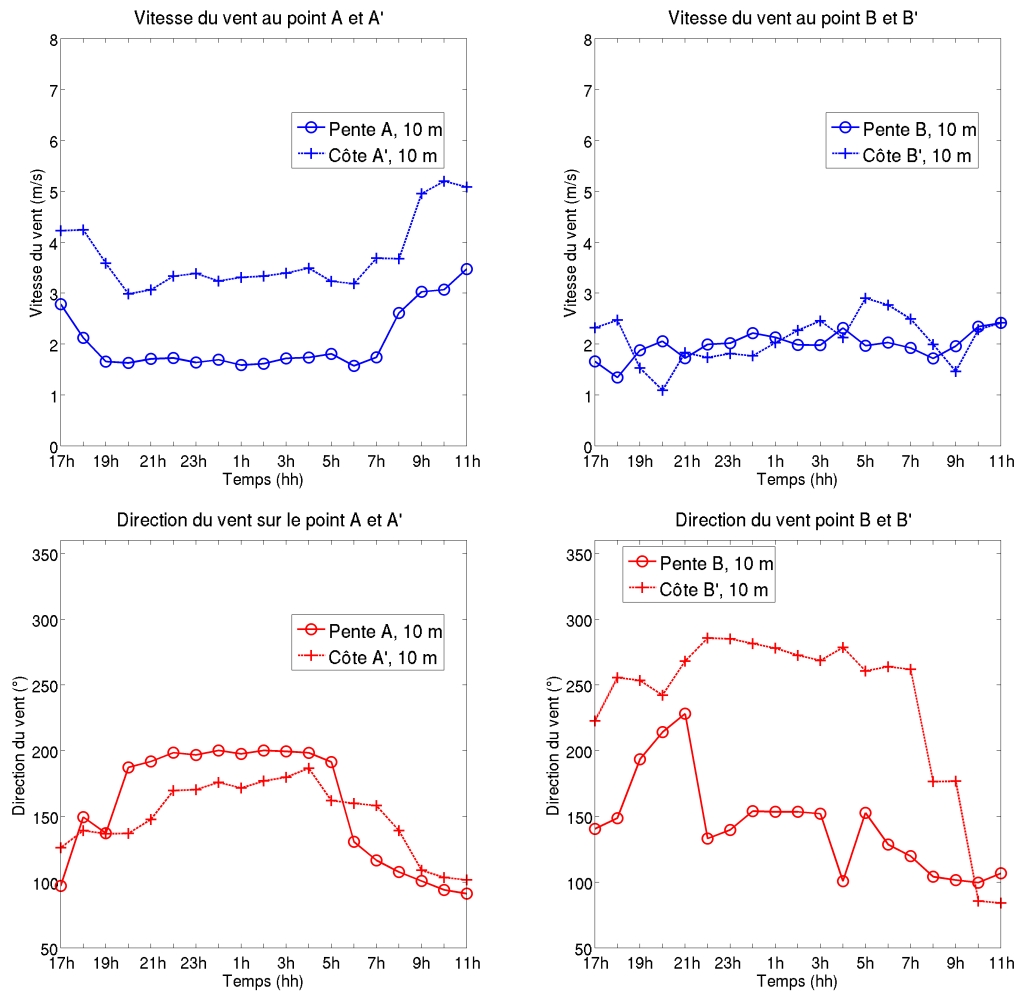


FIGURE 7.8 : (a) Cycle diurne de la vitesse du vent en m/s à 10 m au Nord sur les pentes (point A) et sur la côte (point A') et à l'Est sur les pentes (points B) et sur la côte (point B') ; (b) de même pour le cycle diurne de la direction du vent à 10 m (°). Cas du 18/11/2011.

verticale positive dans la zone de convergence due à l'intensification des brises de terre. En effet la figure 7.9.b représente la vitesse verticale à la LCL (W_{lcl}) sur les circuits 1 et 2. La vitesse verticale augmente de 0,1 m/s à 0,2 m/s entre 01h et 04h. Vers 04h du matin, on note également une intensification des vents en amont de l'île qui peut avoir pour conséquence une intensification de la zone de convergence avec l'apparition de nuages en quantité plus importante.

Le soulèvement de la couche limite en amont de l'île est clairement vu sur la figure 7.10 représentant l'épaisseur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit entre 21h et 05h. Elle est soulevée de 1000 m à 2000 m environ. A noter que la hauteur de la couche limite atmosphérique marine est assez variable. Elle est soulevée sur une certaine largeur en amont de l'île.

La figure 7.9.c montre la LCL et la CLA pour les deux sections au Nord et à l'Est à 01h et 04h. Au-dessus de l'océan, la LCL est constante durant la nuit (autour de 500 m) ce qui représente un champ de température et d'humidité relativement homogène et constant. Au-

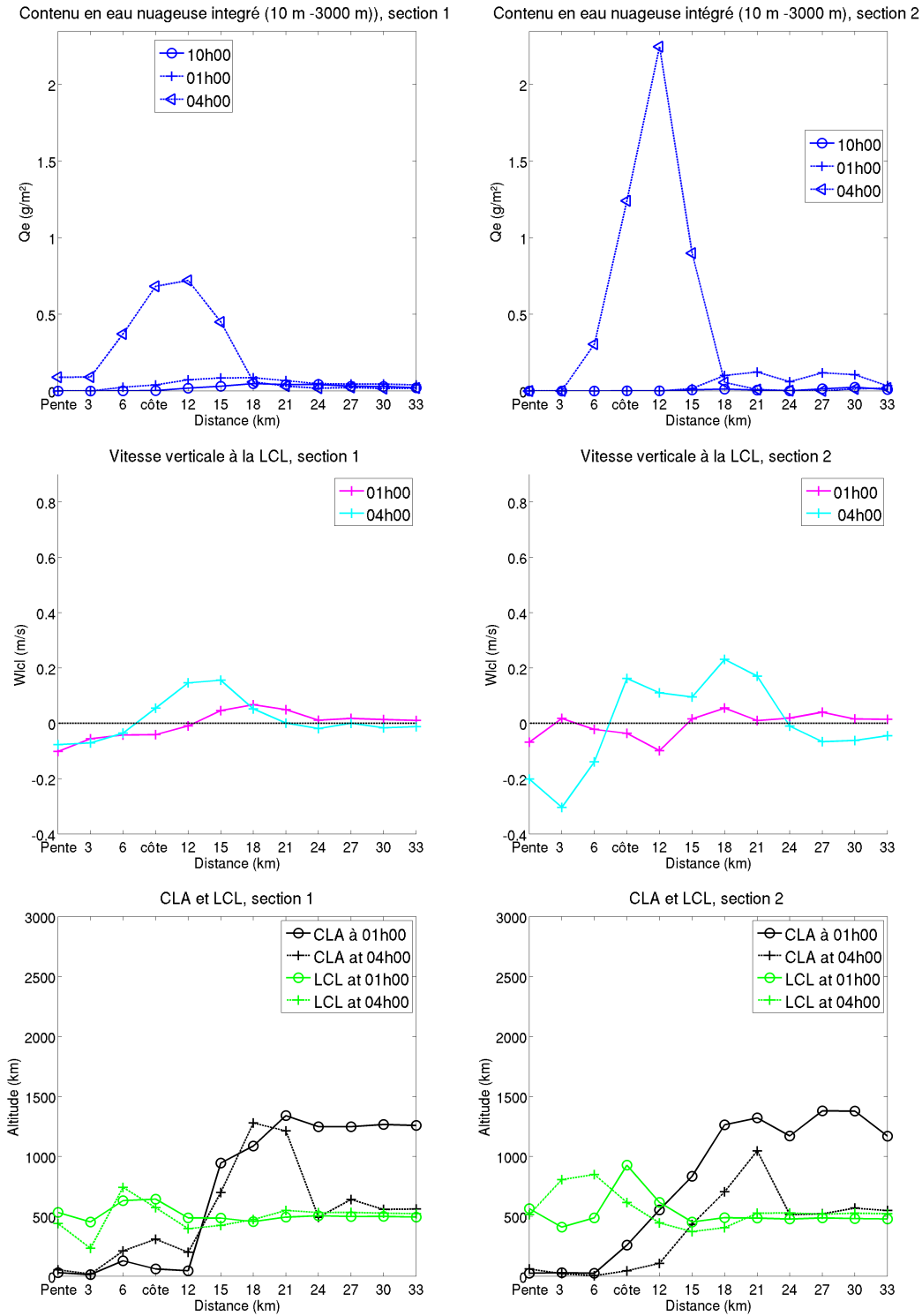


FIGURE 7.9 : (a) Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m le long des sections 1 et 2 (Fig. 6.1) à 22h, 01h et 04h (g/m²), (b) Vitesse verticale à la LCL le long des sections 1 et 2 à 01h et à 04h (m/s) et (c) Hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et hauteur du niveau de condensation (m) en noir et vert respectivement le long des sections 1 et 2 à 01h et 04h. Cas du 18/11/2011.

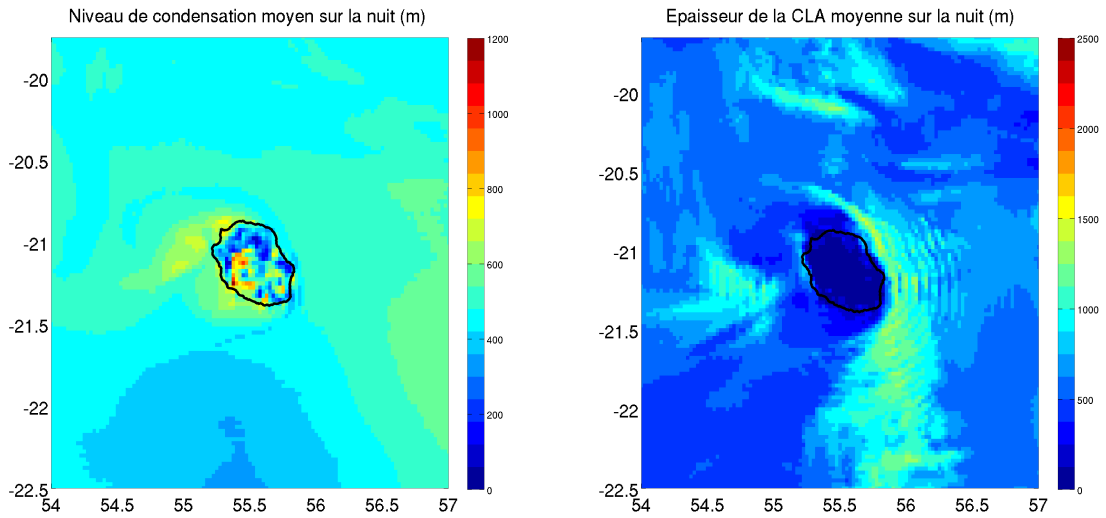


FIGURE 7.10 : (a) Carte de la hauteur de condensation moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m) (b) Carte de la hauteur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m). Cas du 18/11/2011.

dessus de l'île la LCL augmente légèrement (environ 750 m) à cause des températures plus basses au-dessus des terres qu'au-dessus de l'océan. A 01h, la hauteur de la couche limite atmosphérique marine atteint 1500 m vers 15 km au Nord et 18 km à l'Est des côtes. Dans le modèle, les nuages sont formés au niveau qui correspond à 750 m AGL ce qui est cohérent avec la LCL calculée.

La formation des nuages en bandes commence en amont de l'île vers 01h du matin sur une bande assez large qui semble correspondre à l'augmentation de la couche limite atmosphérique marine. Ces nuages sont très faibles ($Q_{eint}=0,2 \text{ g/m}^2$) et peuvent être dus à l'élévation de la couche limite. Mais la formation de ces nuages ne peut-être vérifiée visuellement car la résolution des images satellite de nuit (5 km) et la sensibilité à la température de brillance ne sont pas suffisantes. La possibilité théorique d'une telle formation est cependant déjà discutée dans la littérature ([Smolarkiewicz *et al.*, 1988])

La bande de nuages formée à 04h du matin semble bien correspondre à la formation par soulèvement d'une masse d'air humide du sol en altitude due à la formation d'une zone de convergence avec des vitesses verticales plus importantes. De plus, cette bande de nuages perdure jusqu'à la formation des brises de mer et des vents anabatiques. Dans certains cas de formation de bandes de nuages, les nuages sont déplacés en direction des côtes et des pentes par le vent à la hauteur des nuages.

La hauteur de couche limite est en dessous de la hauteur des alizés et s'épaissit jusqu'à atteindre la hauteur d'inversion. Il est difficile de dire si elle a atteint son extension maximale ou si elle est bloquée par l'inversion des alizés.

Onze autres cas ont été sélectionnés après validation afin de comparer de manière plus statistique les résultats sur ce scénario CB. En plus des paramètres du modèle définis précé-

CB	localisation	hhf	direction (°) (10 m, 1500 m)	Fr	Q_{eint} (g/m ²) (75 ^e , 95 ^e)	LCL (m) (50 ^e)	CLAM (m) (50 ^e , 95 ^e)	W_{lcl} (m/s) (75 ^e , 95 ^e)
20111118	E-NE 12 km	1h	100 120	0,51	0,049 0,43	520	610 1420	0,02 0,17
20111126	E- NE 6 km	21h	70 55	0,58	0,095 0,50	590	1000 1360	0,03 0,23
20111228	NE 9 km	4h	73 56	0,49	0,60 2,1	790 830	870 1680	0,06 0,37
20120421	E-NE	3h	85 100	0,48	0,30 1,9	290	305 930	0,03 0,09
20120521	E-NE 6 km	3h-4h	80 100	0,50	0,32 1,8	600	880 1520	0,03 0,37
20120811	E-NE 3 km	4h	88 90	0,86	0,14 0,54	920	1270 1940	0,05 0,32
20120813	E NE 6 km	2h	100 100	0,80	0,37 1,32	720	1140 2070	0,06 0,35
20120815	E NE 9 km	4h	130 115	0,80	0,14 1,8	775	810 2100	0,09 0,47
20120831	E NE 6 km	1h	130 145	0,78	0,07 0,45	733	1320 1650	0,05 0,21
20121022	NE 3 km	23h	80 120	0,47	0,07 0,20	520	650 990	0,03 0,14
20130123	côte NE-N	3h	40 55	0,74	0,06 0,32	420	430 1300	0,02 0,16

Tableau 7.2: Scénario CB. Tableau présentant dans l'ordre, la localisation des nuages, l'heure d'apparition, la direction du vent synoptique à 10 m AGL et 1500 m AGL, la vitesse du vent synoptique à 10 m et 1500 m, le nombre de Froude calculé en amont de l'île sur le domaine 1, le (Q_{eint}), pour les centiles 75 et 95, de la LCL pour le centile 50, l'épaisseur de la CLAM pour les centiles 50 et 95 et enfin W_{lcl} pour les centiles 75 et 95. Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies (Fig. 6.1).

dement, le tableau 7-2 présente les paramètres suivants : les centiles 75 et 95 de la quantité d'eau intégrée entre 10 m et 3000 m AGL (Q_{eint}), le centile 50 de la LCL, les centiles 50 et 95 de l'épaisseur de la couche limite atmosphérique marine et enfin les centiles 75 et 95 de la vitesse verticale au niveau de la LCL (W_{lcl}). Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies.

Pour ce scénario CB, les cas sont divisés en deux parties : (1) pour un nombre de Froude synoptique autour de 0,5 et (2) pour un nombre de Froude synoptique autour de 0,8. Les maximums de vitesses verticales à la LCL sont trouvés dans la zone de convergence avec $w < 0,3$ m/s et $w > 0,3$ m/s pour des nombres de Froude synoptique faibles et forts respectivement.

La direction moyenne de la vitesse du vent en amont varie du Nord-Est au Sud-Est. Parmi les cas observés (listés dans la figure 7.4), la localisation de la formation des nuages dépend à la fois de la vitesse du vent synoptique, de la vitesse des vents catabatiques et des brises de terre.

Les nuages se forment toujours dans la deuxième partie de la nuit. La hauteur de la couche limite atmosphérique marine en amont de l'île est influencée par la vitesse du vent synoptique et par la présence de l'île. Le soulèvement de la CLAM sur la partie au vent de l'île peut-être vu comme la différence entre le 50^e et 95^e centile pour chaque cas. Ce soulèvement est compris entre 300 m (pour les nombres de Froude faibles) et 1300 m (pour les nombres de Froude élevés). La hauteur de condensation reste assez constante en temps et en espace mais varie d'une journée sur l'autre avec des valeurs comprises entre 500 m et 700 m avec un minimum de 290 m et un maximum de 920 m.

La vitesse verticale sur ces cas peut également être séparée en deux parties. (1) correspond à la formation d'une zone de faible convergence entre les vents catabatiques couplés aux brises de terre et les vents synoptiques engendrant des mouvements verticaux peu intenses ($W_{lcl} < 0,3$ m/s). La vitesse de vent synoptique est moyenne entre 4 m/s et 7 m/s. Pour les 5 cas dans cette catégorie, Q_{eint} est plus faible que 1 g/m^2 . (2) correspond à des vents synoptiques plus grands que 7 m/s. Les mouvements verticaux sont plus importants au sein de la zone de convergence avec des vitesses verticales plus fortes ($w > 0,3$ m/s). La CLAM est plus épaisse et le contenu en eau nuageuse intégré est plus important ($Q_{eint} > 1 \text{ g/m}^2$).

Deux cas contrastent la tendance générale de cette catégorie. Le 21/04/2012, la LCL est particulièrement faible (290 m) et le nombre de Froude synoptique est faible également (0,48). La vitesse verticale dans la zone de convergence est faible ($W_{lcl} = 0,1$ m/s) et la CLAM est en moyenne de 300 m avec un soulèvement de 600 m. Malgré ces conditions, Q_{eint} est importante 95^e centile à ($1,9 \text{ g/m}^2$). Cela s'explique par une LCL très faible.

A l'inverse, le deuxième cas du 08/11/2012 présente une LCL haute de 920 m. Le nombre de Froude est important (0,86) et la vitesse verticale dans la zone de convergence est haute vers 0,32 m/s. La couche limite atmosphérique moyenne est assez haute (1300 m) et le soulèvement de 600 m (lien entre hauteur de la couche limite moyenne et soulèvement et vitesse en amont). Dans ce cas, malgré un nombre de Froude élevé en amont et une zone de conver-

gence plutôt intense, la quantité d'eau nuageuse reste plutôt faible ($Q_{eint} = 0,5 \text{ g/m}^2$ au 95^e centile) et cela probablement à cause d'une LCL haute.

Il semble donc y avoir un lien entre l'épaisseur de la couche comprise entre la LCL et le haut de la CLAM épaissie aux abords de l'île. [Rasmussen *et al.*, 1989] ont déjà abordé la question et disaient que plus le soulèvement était important plus les nuages étaient épais et le contenu en eau important. Cela semble se vérifier dans le scénario CB. Il semble néanmoins qu'il faille prendre en compte l'épaississement de la couche limite atmosphérique par rapport à la LCL et à l'intensité des mouvements verticaux qui s'y produisent.

2.3 Cas particulier du scénario CM

Le cas du 07 janvier 2012 est représentatif du scénario CM. La figure 7.11 montre les profils verticaux de la vitesse et de la direction du vent synoptique et le profil d'humidité relative à 04h. On voit un profil fortement cisailant entre 10 m (105°) et 1500 m (200°). La vitesse à 10 m est proche de 5 m/s. Ces profils restent plutôt constants durant la nuit et sont caractéristiques d'un régime d'alizés avec une hauteur d'inversion des alizés basse autour de 1250 m-1500 m. A cette altitude, la vitesse du vent est minimale autour de 2-3 m/s. Sur la figure 7.12 est représenté le champ de vent à 10 m et à 1500 m ainsi que la quantité d'eau nuageuse intégrée à 04h.

Comme le cas précédent, le cas du 07/01/2012 est un cas de régime sous-critique avec la formation d'une zone de blocage en amont de l'île et un contournement de l'île par les vents avec la formation d'une zone de recirculation à l'aval de l'île. On voit également sur la figure 7.12.b, le champs de vent à 1500 m avec la formation d'une zone sous le vent à cette altitude sur la partie Nord de l'île. (la vitesse est accélérée sur les côtés mais également au centre de la zone de sillage d'altitude due à une convergence de surface qui crée de forts mouvements verticaux).

La hauteur d'inversion des alizés peut-être vue comme un couvercle au-dessus de l'île obligeant les vents en dessous, ne pouvant franchir l'obstacle, à la contourner.

Comme dans le cas précédent, la figure 7.13 montre les vents locaux (moyennés) sur la partie Nord (points A et A') de l'île et la partie Est de l'île sur les points B et B'. La fenêtre temporelle qui nous intéresse est de 17h à 11h du matin. On voit également la formation de vents catabatiques sur les pentes durant la nuit. Ils sont initiés entre 18h et 19h, une heure plus tard que pour le cas précédent (la direction devient de 200° au point A et de 250° au point B. Les brises de mer sont plus intenses que dans le cas précédent avec une moyenne de 4 m/s au Nord et de 3,5 m/s à l'Est (points A' et B'). Les brises de terre restent assez constantes au Nord et atteignent un maximum de vitesse à l'Est de 4 m/s environ à minuit. La distance entre la zone de convergence et les côtes s'élargit avec un maximum de 21 km à l'Est et au Nord à 01h. Ensuite la zone de convergence se rapproche des côtes.

La figure 7.14 montre le contenu en eau nuageuse intégré (Q_{eint}), la vitesse verticale (W_{lcl}) et la hauteur de la CLAM et LCL sur les sections 1 et 2 au Nord et à l'Est de l'île respectivement. Contrairement au cas précédent (mais pas dit), les nuages formés sur les pentes au vent durant la journée de la veille ne sont pas entièrement dissipés avec la formation des

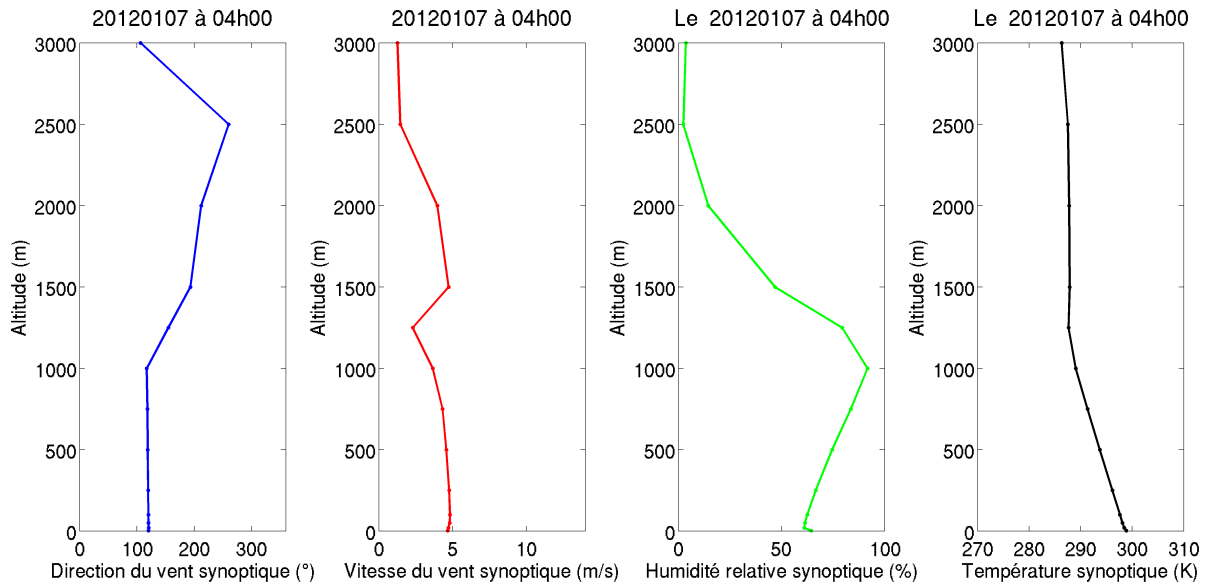


FIGURE 7.11 : De gauche à droite : profil de la direction du vent ($^{\circ}$), profil de la vitesse du vent (m/s), profil d'humidité relative (%) et profil de température (K) calculés sur le domaine 1. Cas du 07/01/2012.

vents catabatiques et des brises de terre. Sur l'Est de l'île, Q_{eint} est minimale à 22h sur les pentes (1 g/m^2). Durant la nuit, les nuages formés sur la zone de convergence sont déplacés vers les pentes et continuent à saturer par soulèvement orographique. Le contenu en eau intégré atteint un maximum de $1,8 \text{ g/m}^2$ à 01h00 sur les pentes. Au Nord, Q_{eint} est nulle durant presque toute la nuit. Une quantité d'eau nuageuse importante est advectée sur les pentes et les côtes avec une valeur maximale à 04h00 de $0,8 \text{ g/m}^2$.

La LCL durant la nuit est constante et homogène (figure 7.14.c) au-dessus de l'océan (autour de 1000 m) et diminue sur l'île (400 m environ) contrairement au cas précédent. En effet, les pentes sont déjà saturées en début de nuit.

Sur l'Est de l'île, la hauteur de la CLAM atteint 1500 m des côtes à plus de 30 km en amont de l'île. Sur le Nord, la CLAM atteint 1500 m de 18 km à 24 km de l'île à 01h. Dans le modèle, les nuages sont formés à 1000 m AGL ce qui est cohérent avec la hauteur de la LCL.

Durant la nuit, les nuages formés à l'Est sur la zone de convergence sont déplacés au Nord de l'île et advectés sur les côtes et les pentes par un vent à l'altitude des nuages qui semble être un vent de retour d'une zone de sillage formée à cette altitude. Ce vent est plus fort que le vent ambiant dans la zone sous le vent. Il correspond également à une zone de mouvements ascendants importants depuis le sol dans la zone sous le vent d'altitude de l'île. Il est possible que ce vent soit la combinaison entre les mouvements ascendants et la présence des catabatiques sur les pentes, formant une sorte de boucle du sol jusqu'à la hauteur d'inversion. Cette boucle semble se retrouver sur les autres cas de vents cisailants au Nord de l'île.

A 01h, au Nord de l'île, la LCL est approximativement à 800 m. A la LCL, la zone de convergence est encore présente avec une vitesse verticale de $0,15 \text{ m/s}$. Le contenu en eau nuageuse

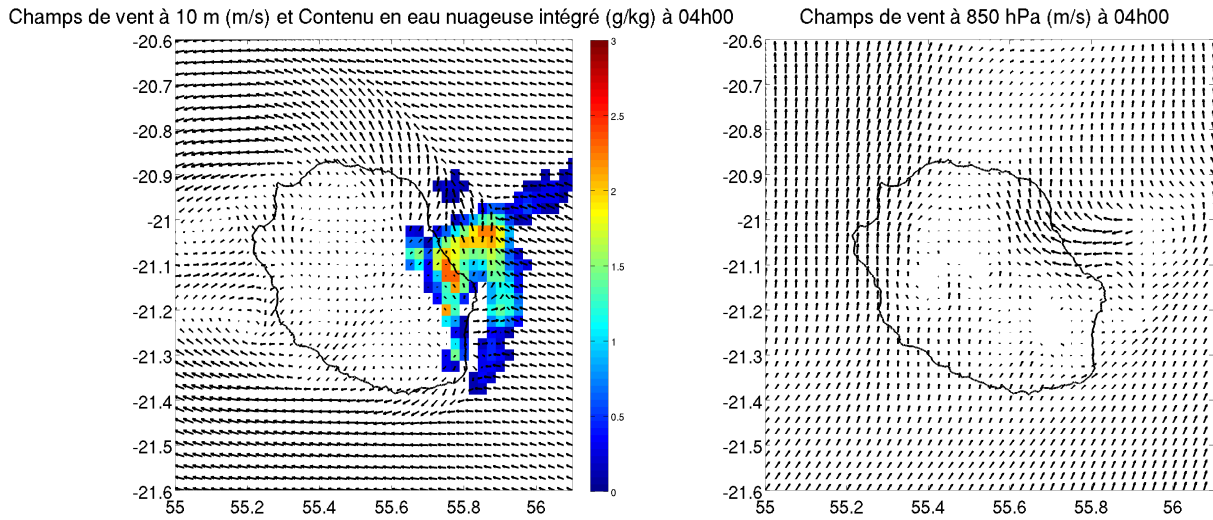


FIGURE 7.12 : (a) Carte du champ de vent à 10 m et du contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m à 4h (figure de gauche) et (b) champ de vent à 1500 m le 07/01/2012 (figure de droite).

est alors de $0,07 \text{ g/m}^2$. A 04h, la zone de convergence s'intensifie ($W_{lcl} = 0,2 \text{ m/s}$). Mais nous ne voyons pas de formation de nuages au Nord de l'île. Les vitesses verticales restent faibles en comparaison de celles de la zone de convergence à l'Est de l'île où le maximum de vitesse verticale est de $0,4 \text{ m/s}$ durant toute la deuxième partie de la nuit.

Afin de comparer de manière plus statistique les résultats sur le scénario CM, huit autres cas ont été identifiés (tableau 7-3). Tous ces cas présentent un profil de vent cisailant en dessous de 2000 m qui correspond à une inversion des alizés basse. Dans cette catégorie, le nombre de Froude synoptique reste constant entre les différents cas autour de 0,5 excepté pour le cas du 04/09/2012 qui présente un nombre de Froude faible de 0,25 dû à une vitesse du vent synoptique plus faible. Le maximum de vitesse verticale dans la zone de convergence à la LCL est $W_{lcl} = 0,4 \text{ m/s}$. La direction moyenne du vent varie du Nord-Est au Sud-Est à la surface et du Sud-Ouest à l'Ouest à la hauteur de l'inversion (autour de 1000 m-1500 m).

Comme dans le scénario CB, les nuages se forment sur la zone de convergence entre les catabatiques, les brises de terre et le vent synoptique. Le soulèvement de la couche limite marine en amont de l'île peut-être vu de la même manière que précédemment avec la différence entre le 50^e et le 95^e centiles pour chaque cas. Le soulèvement est compris entre 600 m (nombres de Froude faibles) et 1000 m (pour les nombres de Froude élevés). La LCL est comprise entre 525 m et 862 m en moyenne. Le contenu en eau nuageuse est fort pour ce scénario ($Q_{eint} > 1 \text{ g/m}^2$) excepté pour le cas du 29/09/2012.

Sur ce cas, les valeurs de la LCL et de la CLAM (50^e centile) sont dans le même ordre de valeur que pour les autres cas, 750 m et 655 m respectivement. La CLAM est plus basse en moyenne que la LCL. En s'approchant de l'île, le flux se soulève de 600 m environ et devient bien supérieur à la LCL. ce soulèvement reste plutôt faible par rapport aux autres cas de ce scénario. Malgré un nombre de Froude équivalent aux autres cas avec un fort ennuagement ($Fr = 0,51$), le contenu en eau nuageuse intégré reste faible ($Q_{eint} = 0,45 \text{ g/m}^2$). Cela s'ex-

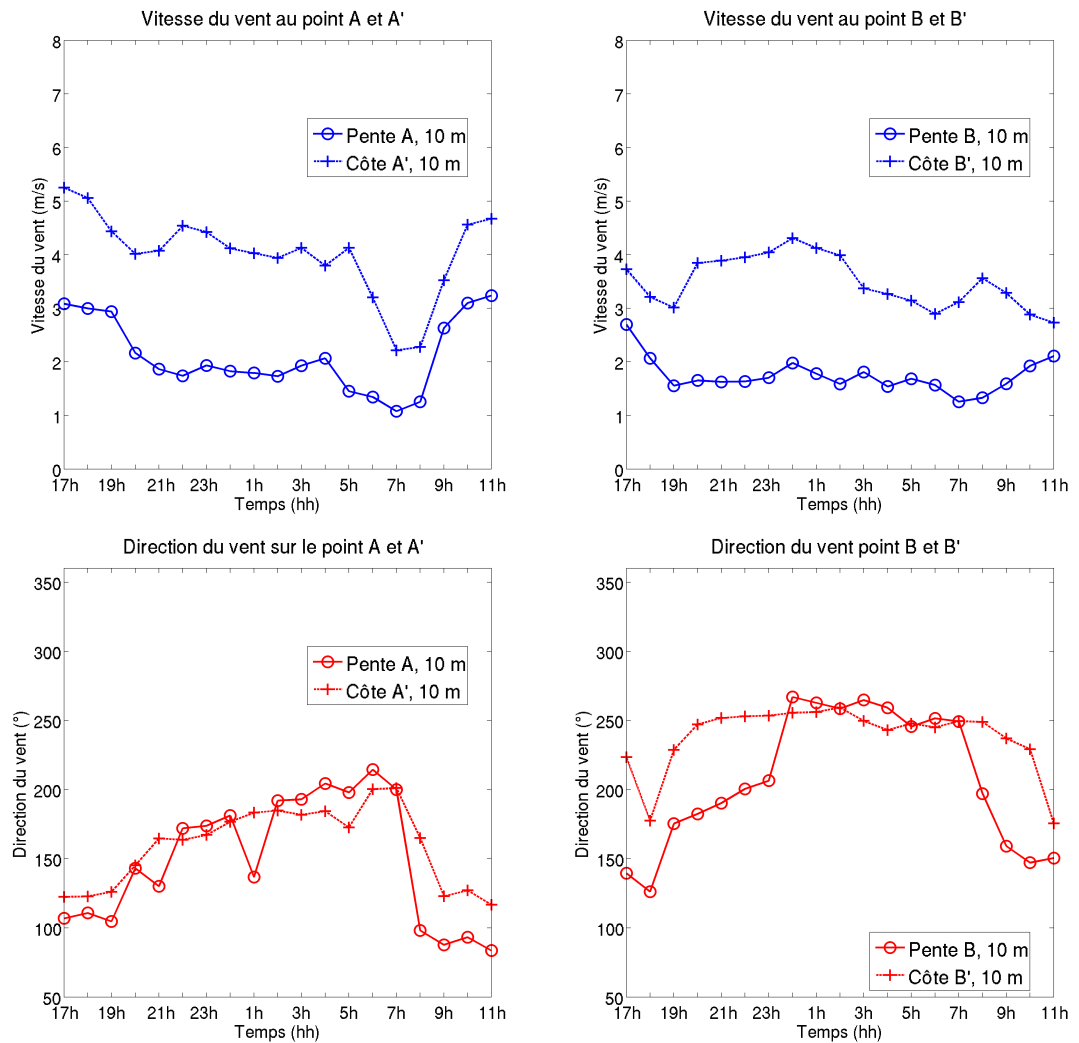


FIGURE 7.13 : (a) Cycle diurne de la vitesse du vent en m/s à 10 m au Nord sur les pentes (point A) et sur la côte (point A') et à l'Est sur les pentes (point B) et sur la côte (point B') (b) de même pour le cycle diurne de la direction du vent à 10 m (°). Cas du 07/01/2012.

Chapitre 7. Processus de formation de nuages la nuit

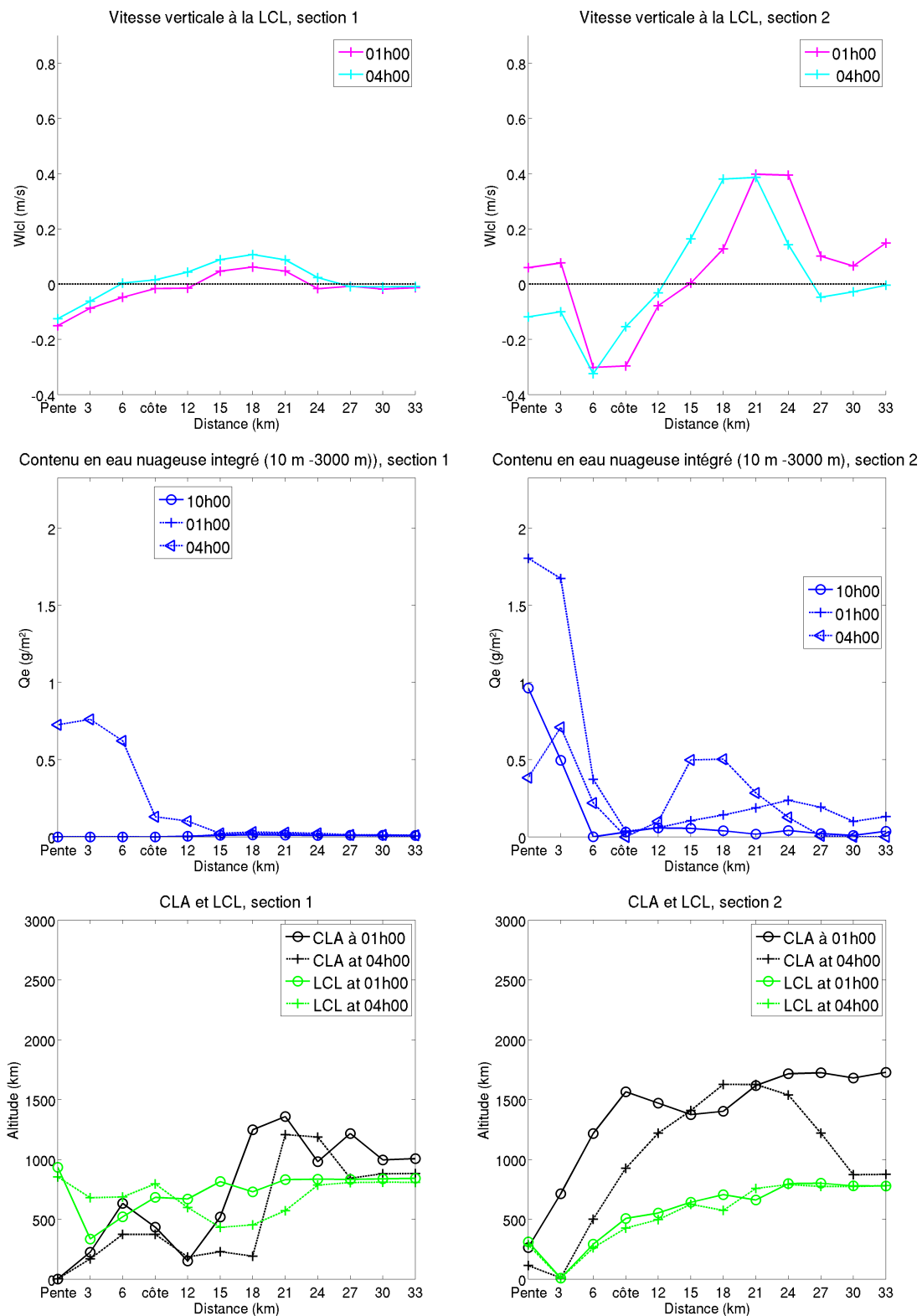


FIGURE 7.14 : (a) Vitesse verticale à la LCL le long des sections 1 et 2 à 01h et à 04h (m/s) (b) Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m le long des sections 1 et 2 à 22h, 01h et 04h (g/m²) (c) Hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et hauteur du niveau de condensation (m) en noir et vert respectivement le long des sections 1 et 2 à 01h et 04h. Cas du 07/01/2012.

CM	Cloud localisation	hbf	Direction (°) (10 m, 1500 m)	Fr	Q_{eint} (g/m ²) (75 ^e , 95 ^e)	LCL (m) 50 ^e	CLAM (m) (50 ^e , 95 ^e)	W_{lcl} (m/s) (75 ^e , 95 ^e)
20120107	E (12 km) NE (21 km)	2h 4h	105 200	0.45	0.11 1.30	814	1030 1730	0.05 0.31
20120124	E (9km) NE (12 km)	00h	110 -	0.51	0.40 2.50	685	833 1570	0.06 0.40
20120123	Coast/see E-NE	21h	80 170	0.63	0.70 2.50	630	430 1400	0.07 0.34
20120903	Coast/see NE	3h	69 -	0.53	0.20 2.00	450	914 1620	0.06 0.25
20120904	Coast/see NE	21h	60 200	0.25	0.20 1.10	760	440 1920	0.06 0.26
20120929	Coast/see E-NE	3h	125 225	0.51	0.10 0.45	655	750 1380	0.04 0.20
20121222	see E	3h	90 180	0.6	0.30 1.8	700	1100 1800	0.04 0.30

Tableau 7.3: Scenario CM. Tableau présentant les valeurs, dans l'ordre de la localisation des nuages, de l'heure d'apparition, de direction du vent synoptique à 10 m AGL et 1500 m AGL, de vitesse du vent synoptique à 10 m et 1500 m, du nombre de Froude calculé en amont de l'île sur le domaine 1, de (Q_{eint}), pour les centiles 75 et 95, de la LCL pour le centile 50, de l'épaisseur de la CLAM pour les centiles 50 et 95 et enfin W_{lcl} pour les centiles 75 et 95. Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies.

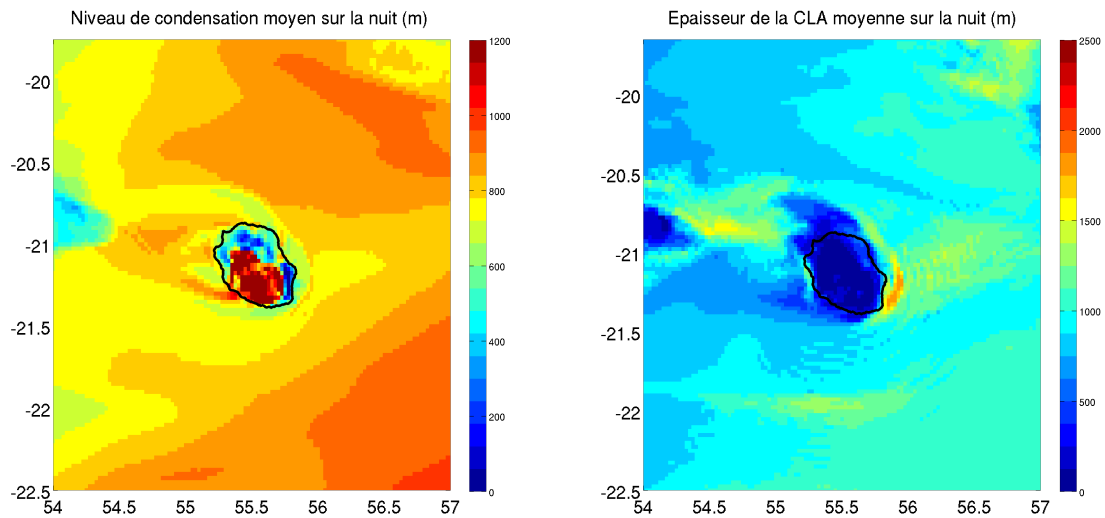


FIGURE 7.15 : (a) Carte de la hauteur de condensation moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m) (b) Carte de la hauteur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m). Cas du 07/01/2012.

plique parce que les mouvements verticaux sont plus faibles dans la zone de convergence cette journée-là ($W_{lcl} = 0,2$ m/s). Sur cette journée, les catabatiques et les brises de terre sont plus faibles que sur les autres cas.

Le maximum de contenu en eau nuageuse sera obtenu pour les journées ayant des valeurs de W_{lcl} et de soulèvement de la CLAM les plus importantes.

2.4 Scénario de formation de nuages persistants sur les pentes : Scénario CS

Le cas du 15 avril 2012 est représentatif du scénario CS. La figure 7.16 montre les profils verticaux de la vitesse et de la direction du vent synoptique et le profil d'humidité relative à 04h. On voit un profil de vent non cisaillant d'Est (100°). La vitesse à 10 m est proche de 10,5 m/s et reste forte sur tout le profil. A 1500 m, la vitesse de vent est encore de 8 m/s. Ces profils restent plutôt constants durant la nuit et sont caractéristiques d'un régime d'alizés avec une hauteur d'inversion des alizés haute autour de 2000-2500 m. Sur la figure 7.17 est représenté le champ de vent à 10 m et à 1500 m ainsi que la quantité d'eau nuageuse intégrée à 04h.

Contrairement au cas précédent, le 15/04/2012 est un cas de régime sur-critique à environ 100 km de l'île mais le nombre de Froude reste proche de 1. En se rapprochant de l'île, le flux devient légèrement sous-critique. On voit un point de stagnation apparaître en haut des pentes et un contournement de l'île par les vents avec la formation d'une zone de recirculation à l'aval de l'île.

La hauteur d'inversion des alizés peut-être vu comme un couvercle au-dessus de l'île obligeant les vents en dessous, ne pouvant franchir l'obstacle, à la contourner.

Comme dans les cas précédents, la figure 7.18 montre les vents locaux (moyennés) sur la partie Nord (points A et A') de l'île et la partie Est de l'île sur les points B et B'. La fenêtre

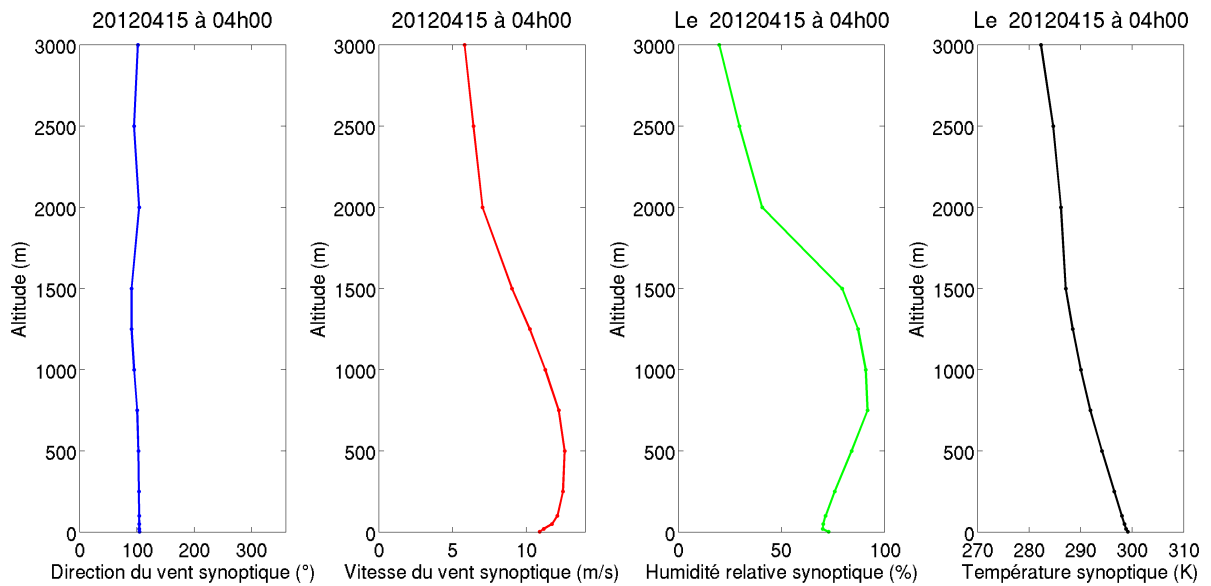


FIGURE 7.16 : De gauche à droite : profil de vitesse du vent (m/s), profil de direction du vent ($^{\circ}$), profil d'humidité relative (%) et profil de température (K) calculés sur le domaine 1. Cas du 15/04/2012.

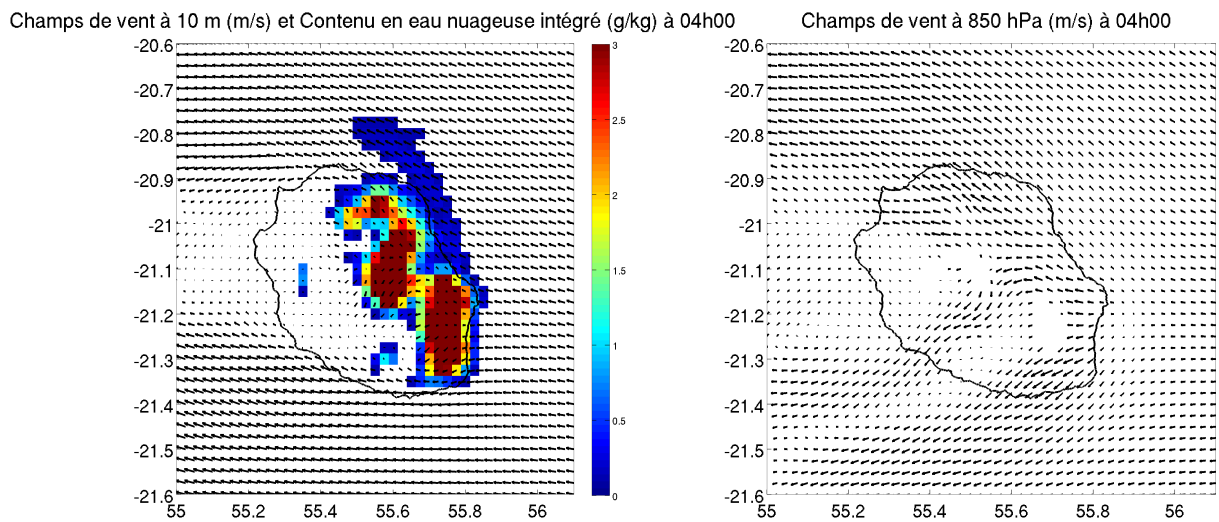


FIGURE 7.17 : Carte du champ de vent à 10 m et du contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m à 4h (figure de gauche) et champs de vent à 1500 m le 15/04/2012.

temporelle qui nous intéresse est de 17h à 11h du matin. Avec le refroidissement nocturne, un vent catabatique et un vent de brise sont initiés à l'Est de l'île (points B et B') entre 17h et 18h (250° point B) mais ils ne sont pas vus au Nord. A l'Est, les brises de terre ont une vitesse autour de 3 m/s. A 18h, les vents catabatiques et brises de terre disparaissent avec l'intensification du vent synoptique. La vitesse du vent sur les pentes est de 6 m/s à l'Est et de 8 m/s au Nord et la direction des vents sur les pentes et les côtes correspond à la direction des alizés (environ 100°).

Les nuages sont présents toute la nuit (Fig 7.19.b). Les nuages se forment sur les pentes durant la nuit par soulèvement orographique associé à de fortes vitesses verticales au-dessus des pentes. Au Nord, le maximum de contenu en eau nuageuse intégré est d'environ 4 g/m² sur le haut des pentes à 01h et diminue un peu dans la deuxième moitié de la nuit (2,2 g/m² à 04h). A l'Est, le contenu en eau nuageuse reste constant durant la nuit avec un maximum de 8 g/m² sur le haut des pentes. La vitesse verticale au niveau de la LCL est montrée sur la figure 7.19.a. Elle est maximale sur les pentes au vent de l'île, ce qui correspond au soulèvement des masses d'air sur les pentes ($W_{lcl} = 1,2$ m/s à l'Est et $W_{lcl} = 0,4$ m/s au Nord).

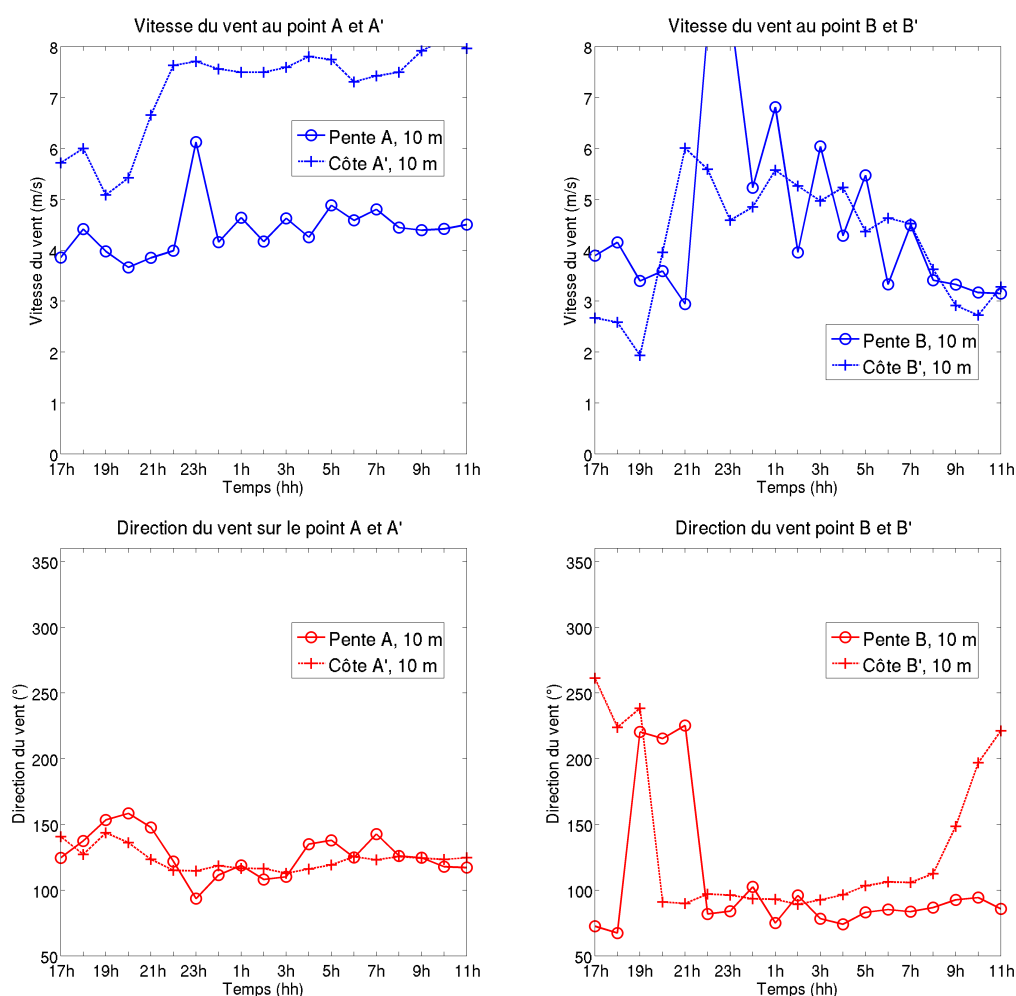


FIGURE 7.18 : (a) Cycle diurne de la vitesse du vent en m/s à 10 m au Nord sur les pentes (point A) et sur la côte (point A') et à l'Est sur les pentes (points B) et sur la côte (point B'), (b) de même pour le cycle diurne de la direction du vent à 10 m (°). Cas du 15/04/2012.

La LCL est constante et homogène durant la nuit (Fig. 7.19.c et Fig. 7.20.a). Elle est proche de 600 m d'altitude. Elle diminue fortement au-dessus du sol et devient nulle sur les pentes à cause de la diminution de température et du fort apport d'humidité sur les pentes au vent par les alizés. La couche limite au-dessus de l'île et de l'océan est très élevée. Au-dessus de l'océan elle atteint 2800 m à 01h (Fig 7.19.c) alors qu'elle est en moyenne de 1500 m (Fig. 7.20.b). Au-dessus de l'île, contrairement aux autres scénarios qui présentent une couche limite atmosphérique très mince, la CLA est également très élevée proche de AGL.

Dans le modèle, les nuages se forment sur les pentes ce qui est conforme à la LCL. Les nuages deviennent de plus en plus épais et grossissent jusqu'à près de 3000 m sur les pentes de l'Est. Ils sont déplacés avec le vent en altitude sur les pentes Nord-Est de l'île et sur le plateau au-dessus de la plaine des Plamistes. Les nuages ne se propagent pas dans la partie Sud de l'île. Ceci est cohérent avec le régime de blocage dans lequel se trouve cette journée. Les nuages se dissipent sur le sommet de l'île par le vent d'altitude très fort et se reforment par le bas. En fin de nuit vers 05h-06h du matin (non présenté), les nuages commencent à se dissiper plus que ce qu'ils ne se forment. Autour de 05h, une masse d'air plus sec est advectée sur l'île.

Afin de représenter de manière plus statistique le scénario CS, 10 cas ont été sélectionnés. Ils sont listés dans le tableau 7-4. Il présente les mêmes paramètres que le tableau 7-3 et le tableau 7-2.

Dans cette catégorie, le nombre de Froude synoptique est supérieur à 0,8 et la vitesse verticale maximale correspondante sur les pentes à la hauteur de LCL est de $W_{lcl} > 0,3$ m/s. La direction moyenne du vent varie de Nord-Est à Sud-Est. Parmi les cas observés, la localisation des nuages est dépendante de la direction du vent en amont de l'île. La formation des nuages a lieu sur l'Est de l'île, proche de Piton Ste Rose, si la direction du vent en amont est de Sud-Est. Les nuages se forment plutôt sur le Nord-Est de l'île, proche de St Benoît, si la direction du vent en amont est de Nord-Est.

La hauteur de la CLAM en amont est influencée par la vitesse du vent synoptique et la présence de l'île comme pour les scénarios CB et CM. Le soulèvement de la CLAM peut-être déduit de la différence entre le 50^e et le 95^e centiles pour chaque cas. Ce soulèvement est plus élevé que dans les autres cas de 600 m à 2000 m. La LCL reste cependant assez constante dans le temps et l'espace, avec des valeurs typiques allant de 500 m à 700 m avec un minimum à 490 m et un maximum à 1120 m.

Sur le cas du 01/04/2012, le nombre de Froude est élevé. En dépit du niveau élevé de la hauteur de condensation (LCL = 930m), la quantité en eau nuageuse intégrée est plus grande que dans les autres cas du scénario CS (95^e centile : $Q_{eint} = 5,7\text{g/m}^2$). La CLAM en amont et la vitesse du vent verticale sur les pentes sont plus hautes (CLAM = 2750 m et $W_{lcl} = 1,4$ m/s).

Pour le scénario CS, la vitesse verticale à la LCL et le soulèvement de la CLAM sont généralement plus élevés que pour les scénarios CB et CM. La hauteur de la CLAM en amont atteint souvent plus de 2000 m au 95^e centile.

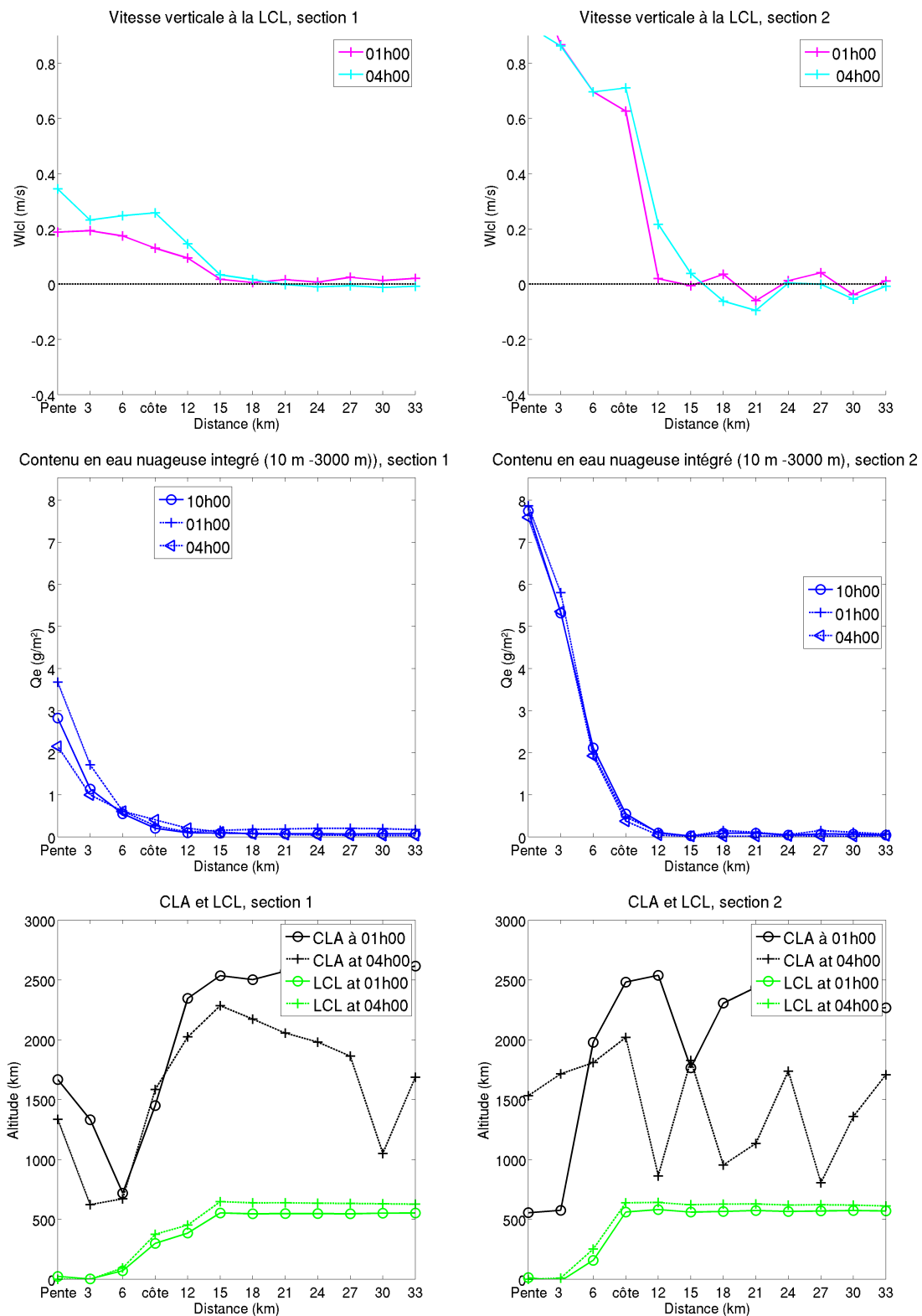


FIGURE 7.19 : (a) Vitesse verticale à la LCL le long des sections 1 et 2 à 01h et à 04h (m/s) (b) Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m le long des sections 1 et 2 à 22h, 01h et 04h (g/m²) (c) Hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et hauteur du niveau de condensation (m) en noir et vert respectivement le long des sections 1 et 2 à 01h et 04h. Cas du 15/04/2012.

CS	localisation	hbf	direction (°) (10 m, 1500 m)	Fr	Q_{eint} (g/m ²) (75 ^e , 95 ^e)	LCL (m) 50 ^e	PBL (m) (50 ^e , 95 ^e)	W_{lcl} (m/s) (75 ^e , 95 ^e)
20120116	Slope E	-	120 120	0.79	0.06 0.71	1120	1710 2080	0.06 0.32
20120303	Slope NE	-	120 100	0.99	0.33 3.80	630	1660 2650	0.04 0.67
20120401	Slope E NE-Coast	-	80 85	1.00	0.60 5.70	930	1707 2750	0.06 1.40
20120415	Slope-Coast NE	-	100 95	0.98	0.22 5.60	610	1960 2530	0.05 1.00
20120428	Slope Coast E	-	130 120	0.85	0.04 0.97	1030	1150 2000	0.04 0.36
20120527	Slope E	-	120 120	0.88	0.12 2.70	795	920 2100	0.04 0.75
20120917	Slope-Coast E	-	110 110	0.99	0.06 0.80	800	970 2200	0.09 0.55
20121007	Slope-Coast NE	-	90 90	0.92	0.70 3.90	490	747 2700	0.08 0.48
20130413	Slope-Coast E	-	100 80	1.0	0.19 2.70	560	920 2100	0.055 0.47
20130601	Slope-Coast NE	-	40 40	1.200	0.37 2.50	520	560 2500	0.06 0.30

Tableau 7.4: Scenario CS. Tableau présentant les valeurs, dans l'ordre de la localisation des nuages, de l'heure d'apparition, de direction du vent synoptique à 10 m AGL et 1500 m AGL, de vitesse du vent synoptique à 10 m et 1500 m, du nombre de Froude calculé en amont de l'île sur le domaine 1, de (Q_{eint}), pour les centiles 75 et 95, de la LCL pour le centile 50, de l'épaisseur de la CLAM pour les centiles 50 et 95 et enfin W_{lcl} pour les centiles 75 et 95. Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies.

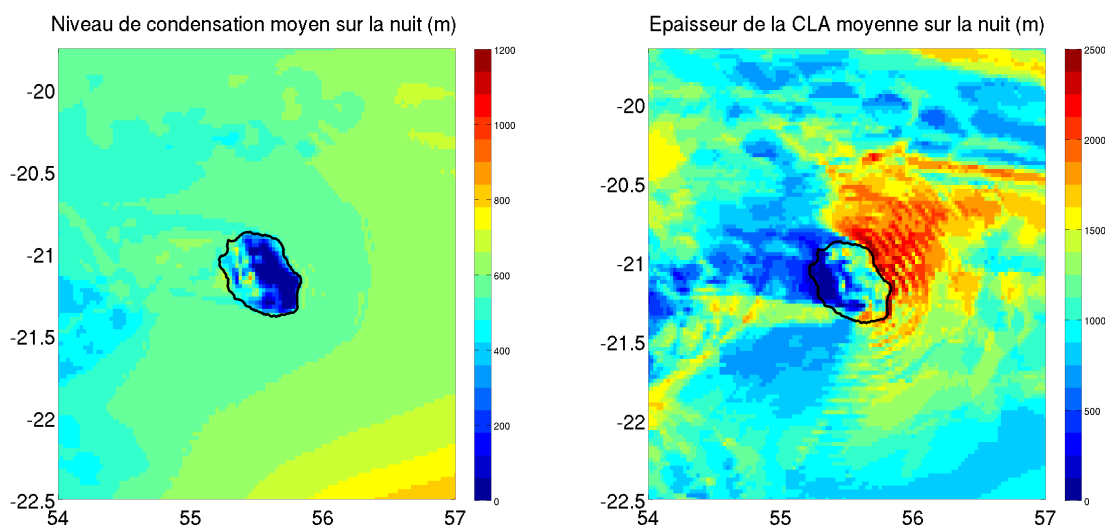


FIGURE 7.20 : (a) Carte de la hauteur de condensation moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m) (b) Carte de la hauteur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m). Cas du 15/04/2012.

2.5 Scénario de ciel clair durant la nuit

Le cas du 28 novembre 2011 est représentatif du scénario de CF. La figure 7.21 présente les profils verticaux de la vitesse et de la direction du vent en amont à 04h00. Ils montrent que la vitesse du vent est de 4 m/s à 10 m et 4 m/s à 1500 m et reste à peu près constante pendant la nuit. Le profil de direction du vent montre un vent d'Est non cisailant (140°). Comme les cas du scénario CB et CM, cette journée est un cas de régime sous-critique avec la formation d'une zone de blocage en amont et un contournement de l'île par les vents et la formation d'une zone de recirculation à l'aval de l'île (figure 7.22).

La figure 7.23 montre l'évolution temporelle de la vitesse moyenne du vent sur le Nord (points A et A') et l'Est (points B et B') et la direction moyenne du vent pour le même emplacement. Le refroidissement nocturne sur la pente crée un courant de gravité qui est initié entre 18h et 19h (250° au point A et 200° au point B) sur les pentes de l'île. Les intensités des vents catabatiques augmentent de 2 m/s à 17h à environ 2,5 m/s à 21h dans le Nord. Ils restent stables à l'Est vers 2,5 m/s. A 04h, les brises de terre s'étendent jusqu'à 18 km de la côte Est et jusqu'à 15 km de la côte Nord. L'intensité des brises et des catabatiques est la même que pour les scénarios CB et CM.

La figure 7.24.b affiche le contenu en eau nuageuse intégrée sur la section 1 et 2 au Nord et à l'Est respectivement à 22h, 01h et 04h. Pour ce cas, il n'y a aucun nuage formé durant la nuit.

La vitesse verticale à la surface (non représentée) et la figure 7.22 montrent la formation d'une zone de convergence entre les vents catabatiques/brises de terre et les alizés. Elle se déplace sur la mer à 15 km au Nord et à 18 km à l'Est à 01h. Comme le montre la figure 7.24.a, la vitesse verticale à la LCL est très faible durant la nuit avec 0,04 m/s à 01h dans le Nord et de 0,08 m/s dans l'Est.

La figure 7.24.c montre la LCL et la CLA pour les deux sections à 01h et 04h. Au-dessus de l'océan, la LCL est constante pendant la nuit (700 m environ). La hauteur de la couche

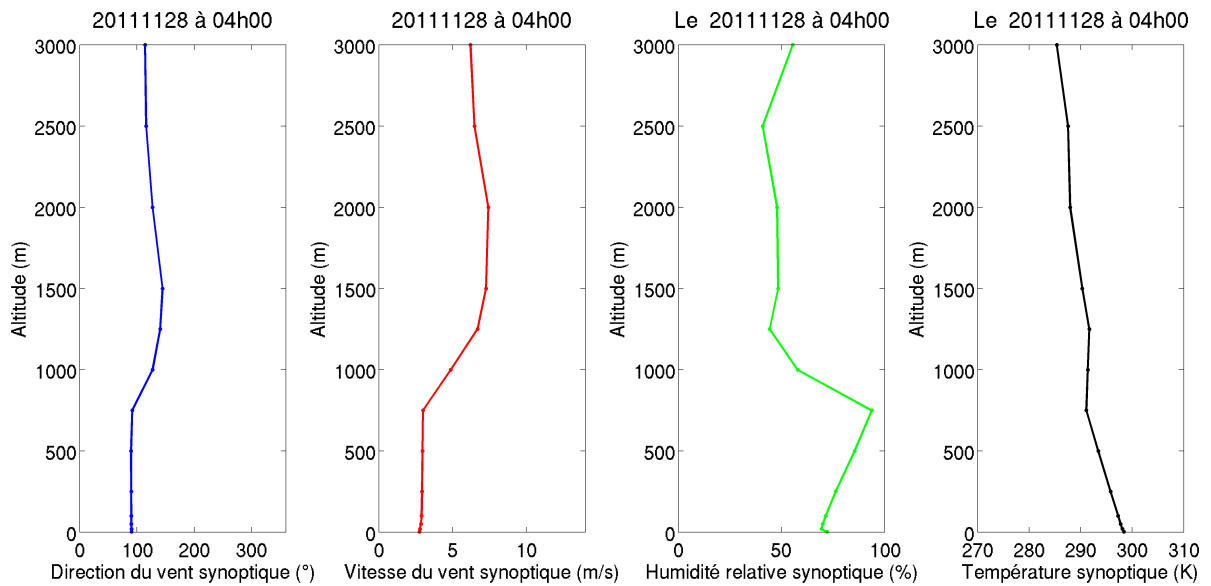


FIGURE 7.21 : De gauche à droite : profil de vitesse du vent (m/s), profil de direction du vent ($^{\circ}$), profil d'humidité relative (%) et profil de température (K) calculés sur le domaine 1. Cas du 28/11/2011.

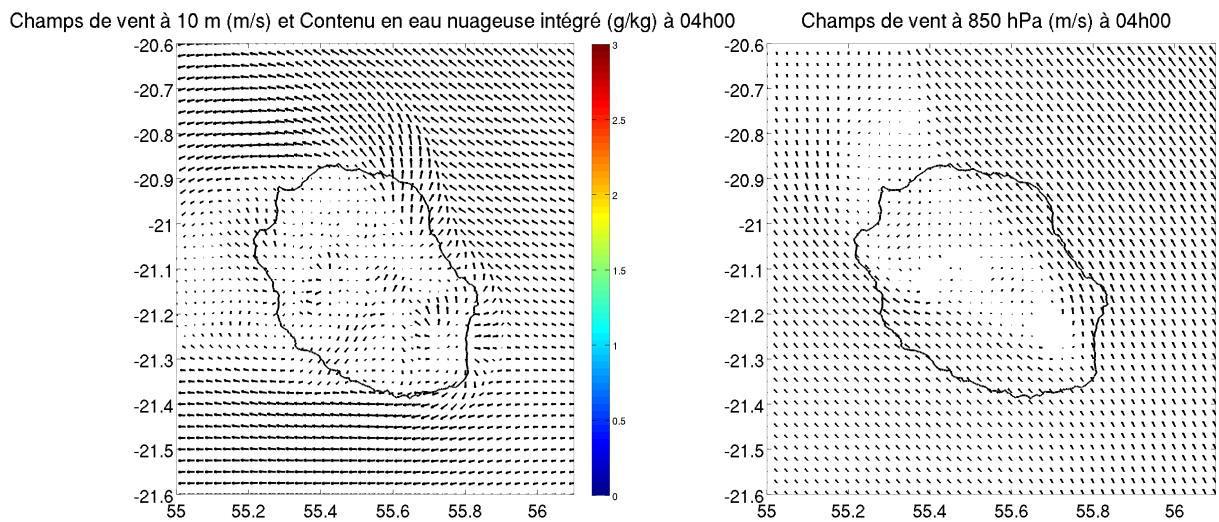


FIGURE 7.22 : Carte du champ de vent à 10 m et du contenu en eau nuageuse intégrée de 10 m à 3000 m à 4h (figure de gauche) et champ de vent à 1500 m le 28/11/2011.

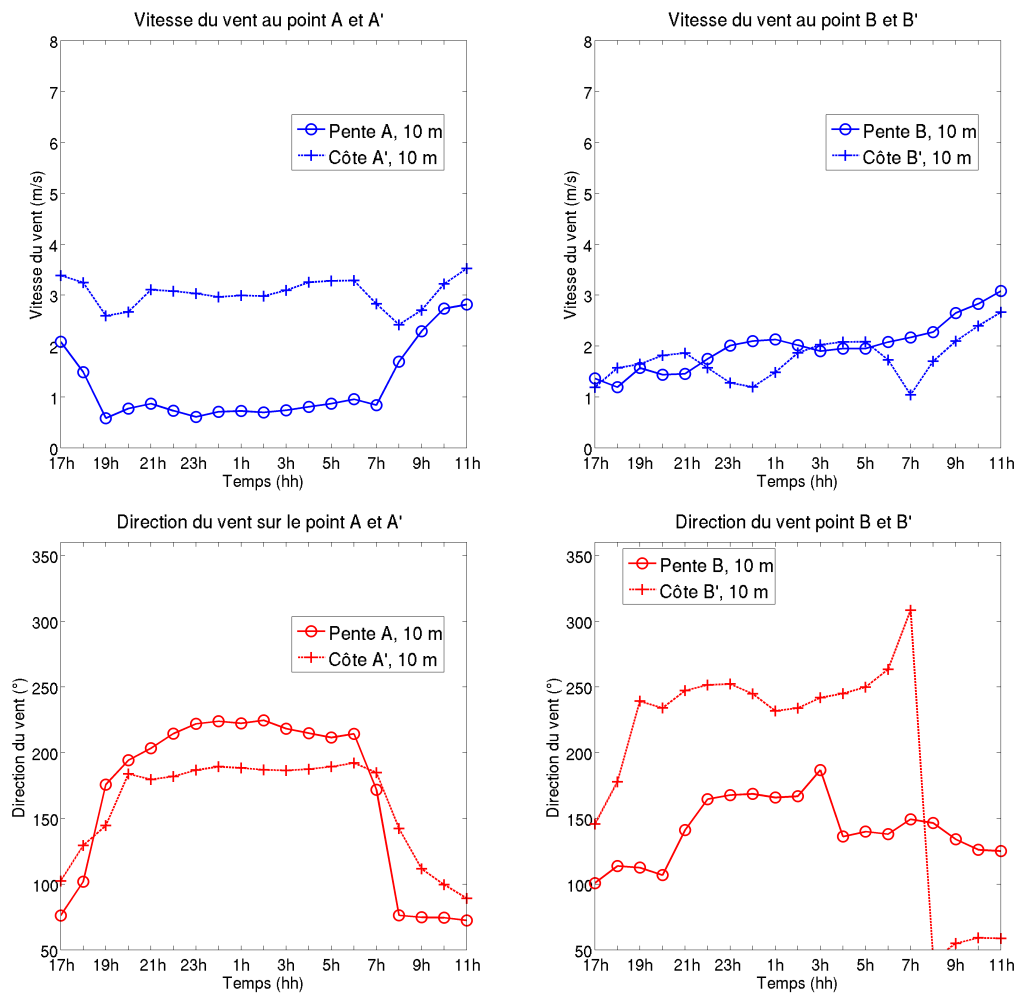


FIGURE 7.23 : (a) Cycle diurne de la vitesse du vent en m/s à 10 m au Nord sur les pentes (point A) et sur la côte (point A') et à l'Est sur les pentes (points B) et sur la côte (point B') (b) de même pour le cycle diurne de la direction du vent à 10 m (°). Cas du 28/11/2011.

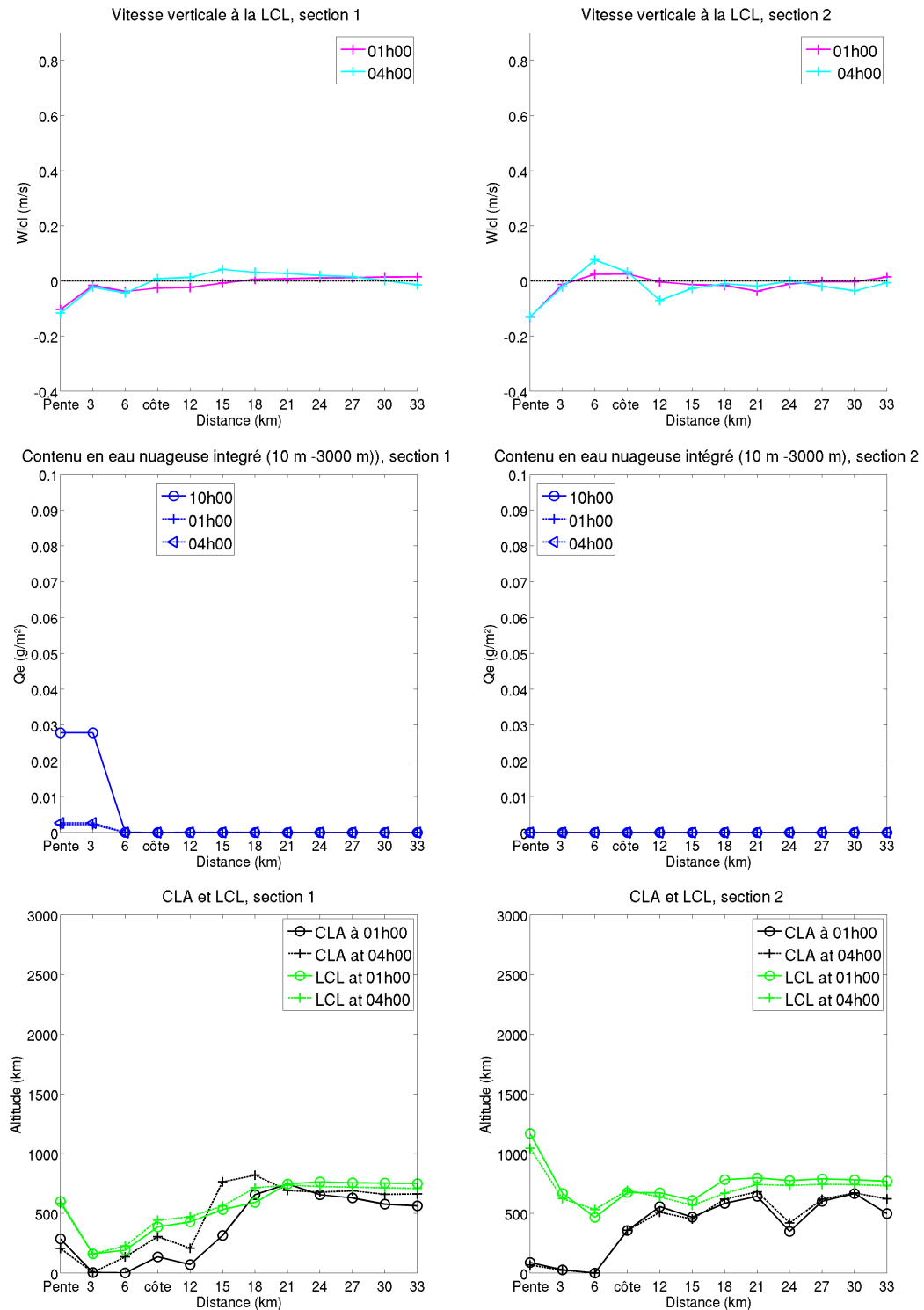


FIGURE 7.24 : (a) Vitesse verticale à la LCL le long des sections 1 et 2 à 01h et à 04h (m/s) (b) Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m le long des sections 1 et 2 à 22h, 01h et 04h (g/m²) (c) Hauteur de la couche limite atmosphérique (m) et hauteur du niveau de condensation (m) en noir et vert respectivement le long des sections 1 et 2 à 01h et 04h. Cas du 28/11/2011.

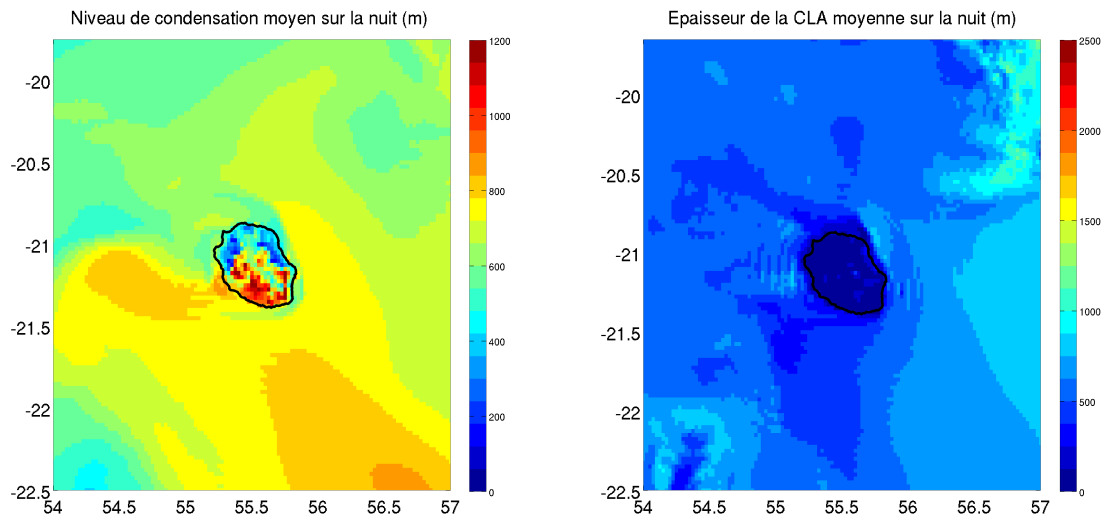


FIGURE 7.25 : (a) Carte de la hauteur de condensation moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m) (b) Carte de la hauteur de la couche limite atmosphérique moyennée sur la nuit de 21h à 04h (m). Cas du 28/11/2011

limite est très basse pendant la nuit contrairement aux autres. Elle atteint un maximum à 04h de 770 m AGL au Nord uniquement et reste constante à l'Est à 500 m environ. La figure 7.25 montre bien que le soulèvement de la CLAM en amont de l'île est faible en moyenne. Dans ce cas, la vitesse du vent en amont de l'île est trop faible pour (1) le soulèvement de la CLAM au-dessus de la hauteur de condensation et (2) pour la formation d'une zone de convergence intense.

Afin de représenter de manière plus statistique le scénario CF, 10 cas ont été sélectionnés. Ils sont listés dans le tableau 7-5. Le tableau 7-5 présente les mêmes paramètres que pour les scénarios précédents.

Dans cette catégorie, les cas sont divisés en deux parties. (1) pour des nombres de Froude synoptiques inférieurs à 0,4 (7 cas) et (2) pour des nombres de Froude synoptiques autour de 0,6 (3 cas). La vitesse verticale maximale dans la zone de convergence à la hauteur de la LCL correspond à $W_{lcl} < 0.1 \text{ m/s}$ et $W_{lcl} = 3 \text{ m/s}$ pour les nombres de Froude faibles et forts, respectivement. La direction moyenne du vent varie de Nord-Est à Sud-Est. Le soulèvement de la hauteur de la couche limite atmosphérique marine varie de 200 m à 900 m dans ce scénario.

Sur la journée du 29/08/2012, le nombre de Froude et la vitesse verticale à la LCL sont plus élevés que sur les sept autres cas ($Fr=0,65$ et $W_{lcl}=0,3 \text{ m/s}$ respectivement). Le contenu en eau nuageuse intégré reste très faible en raison de la LCL qui se trouve environ à 1400 m ($Q_{eint}=0,05 \text{ g/m}^2$). Malgré un soulèvement de la CLAM en amont de l'île suffisant et une vitesse verticale positive dans la zone de convergence, il n'y a pas de formation de nuages dans ce cas. La LCL étant très haute, on peut imaginer que le soulèvement de la couche limite n'est pas suffisante et n'intervient peut-être pas au bon moment.

CF	localisation	hbf	direction (°) (10 m, 1500 m)	Fr	Q_{eint} (g/m ²) (75°, 95°)	LCL (m) 50°	CLA (m) (50°, 95°)	W_{lcl} (m/s) (75°, 95°)
20110520	-	-	70 230	0.22	0.00 0.00	837	840 1120	0.01 0.07
20110823	-	-	120 90	0.24	0.00 0.03	720	620 1700	0.01 0.07
20110906	-	-	130 165	0.26	0.00 0.01	680	175 380	0.15 0.05
20111128	-	-	95 135	0.30	0.00 0.00	750	560 740	0.01 0.04
20111129	-	-	150 150	0.32	0.00 0.003	715	550 770	0.02 0.05
20120829	-	-	110 110	0.64	0.00 0.05	1420	1400 1800	0.02 0.30
20120926	-	-	130 200	0.40	0.02 0.06	410	150 350	0.01 0.05
20120927	-	-	120 90	0.56	0.01 0.02	520	450 780	0.04 0.09
20121030	-	-	100 100	0.24	0.01 0.05	560	470 1100	0.01 0.07
20130424	-	-	100 100	0.37	0.00 0.01	940	100 1050	0.02 0.07

Tableau 7.5: Scenario CF. Tableau présentant les valeurs, dans l'ordre de la localisation des nuages, de l'heure d'apparition, de direction du vent synoptique à 10 m AGL et 1500 m AGL, de vitesse du vent synoptique à 10 m et 1500 m, du nombre de Froude calculé en amont de l'île sur le domaine 1, de (Q_{eint}), pour les centiles 75 et 95, de la LCL pour le centile 50, de l'épaisseur de la CLAM pour les centiles 50 et 95 et enfin W_{lcl} pour les centiles 75 et 95. Les valeurs de ces paramètres ont été prises sur les sections 1 et 2 réunies.

3 Analyse comparative des quatre scénarios identifiés

Les quatre scénarios de nuages développés sont obtenus en effectuant une classification sur la présence ou non de nuages la nuit, sur la localisation des nuages et sur la vitesse et la direction du vent en amont de l'île.

En se basant sur la théorie hydraulique, l'influence de l'île sur la formation des vents locaux nous a permis de regarder chacun de ces scénarios à travers les paramètres de Froude et la hauteur de la couche limite atmosphérique.

Afin de résumer les spécificités obtenues lors de l'étude de cas pour chacun des scénarios, nous cherchons à relier l'influence de la dynamique globale sur l'île décrite par le nombre de Froude (Fr) et la hauteur de l'île adimensionnée M à l'ennuagement de nuit. Nous rappelons que $M = e/h$ avec e la hauteur du relief moyen et h l'épaisseur de l'écoulement franchissant le relief.

Pour ce faire, nous avons calculé pour les 40 cas de l'étude Fr et M moyen à partir des sorties du modèle AROME sur deux régions différentes pour chaque heure entre 00h et 04h.

- Domaine 1 : la première région correspond à une dynamique pas ou peu influencée par la présence de l'île à environ 100 km des côtes. Elle s'étend sur 20*20 pixels en amont de l'île. Nous appellerons cette région la région synoptique ;

- Domaine 2 : la deuxième région est définie à 10 km des côtes en amont de l'île et s'étend sur 20*20 pixels également. Elle prend en compte l'influence de l'île sur la dynamique globale. Nous appellerons cette région la région locale.

Afin de regarder l'occurrence de l'ennuagement dans chaque cas, nous avons également récupéré en sortie du modèle le contenu en eau nuageuse totale (Q_{eint}) intégré de 0 m à 3000 m. Nous avons défini un seuil de présence de nuages à 0,2 g/kg à partir de la PDF de Q_{eint} en ciel clair.

- Domaine 3 : la quantité d'eau nuageuse intégrée a été prise sur une région englobant les pentes, les côtes et la zone de convergence entre les catabatiques et le vent en amont de l'île sur 20*20 pixels.

Nous avons représenté un diagramme de dispersion du nombre de Froude en fonction de la hauteur adimensionnée sur le domaine 1 (Fig. 7.26.a) et sur la zone juste en amont de l'île, le domaine 2 (Fig. 7.26.b), pour les 40 cas de l'étude de minuit à 05h. Les couleurs correspondent aux régimes de nuages CB (Cloud Band, ennuagement sur une bande fine en amont de l'île), CM (Cloud Mass, ennuagement sur les côtes/pentes dans la zone sous le vent d'altitude), CS (Cloud Slope, ennuagement sur les pentes au vent), CF (Cloud Free, pas d'ennuagement).

Nous retrouvons sur la figure 7.26.a et la figure 7.26.b les quatre scénarios évoqués précédemment correspondant à trois groupes différents de Fr et M . Comme nous avons pu le voir dans les études de cas, le scénario CF correspond à un faible nombre de Froude et un M élevé. Le scénario CS correspond à un nombre de Froude plutôt haut et un M inférieur à ceux des autres scénarios. Les scénarios CB et CM ne sont pas discriminés et correspondent aux nombres de Froude moyens.

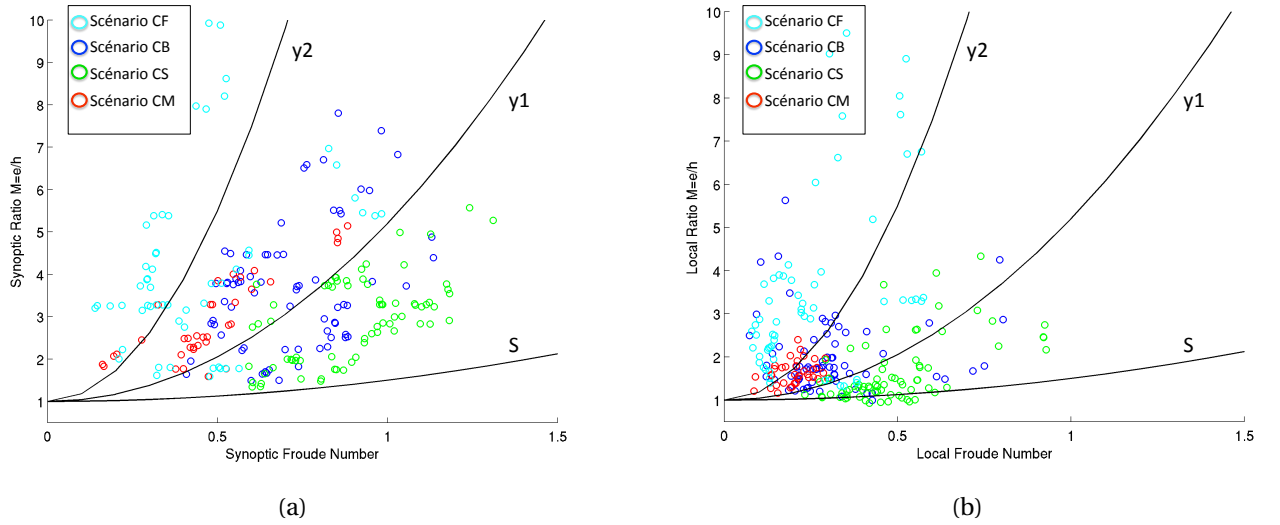


FIGURE 7.26 : Nombre de Froude en fonction de la hauteur adimensionnée M calculé sur le domaine 1 (a) et sur le domaine 2 (b) pour les 38 cas de 0h à 05h.

La courbe S correspond à la limite ([Schär et Smith, 1993]) entre un régime de blocage et de contournement des vents et un régime de formation d'un sillage sans contournement des vents. Elle est définie par l'équation Eq. (3.6) dans le chapitre 3. Nous avons ajouté deux autres limites, y_1 et y_2 définies de la manière suivantes :

$$y_1 = 1 + 4,2 * Fr^2 \quad (7.1)$$

$$y_2 = 1 + 18 * Fr^2 \quad (7.2)$$

La limite d'équation y_1 sépare deux processus physiques : la formation de nuages par soulèvement orographique de la formation de nuages par la formation d'une zone de convergence en surface. La limite y_2 définit le domaine sans formation de nuages malgré la formation d'une zone de convergence.

Les figures 7.26.a et 7.26.b représentent assez bien l'influence des paramètres Fr et M sur le blocage. Le blocage du flux par rapport à l'île augmente lorsque Fr diminue. La décélération de la vitesse sera faible car la vitesse est déjà faible en amont. Le soulèvement de la couche limite atmosphérique marine sera également faible. Lorsque M augmente, la couche de fluide devient très fine face au relief à franchir. Certains cas sont surcritiques sur le domaine 1 mais en approchant de l'île tous les cas deviennent sous-critique (7.26.b).

Les processus physiques pour la formation de nuages la nuit sur l'île de la Réunion ont été identifiés comme des processus mécaniques. Dans un régime de blocage et de formation de point de stagnation, les deux processus mécaniques connus dans la littérature sont (1) la formation d'une zone de convergence entre les alizés et les vents catabatiques et brises de terre, (2) le soulèvement orographique des vents sur les pentes.

Sur la figure 7.26, la plupart des cas de scénario CF se trouvent entre les courbes d'équations y_1 et y_2 . Dans la section précédente, nous avons vu que la différence entre la CLAM et

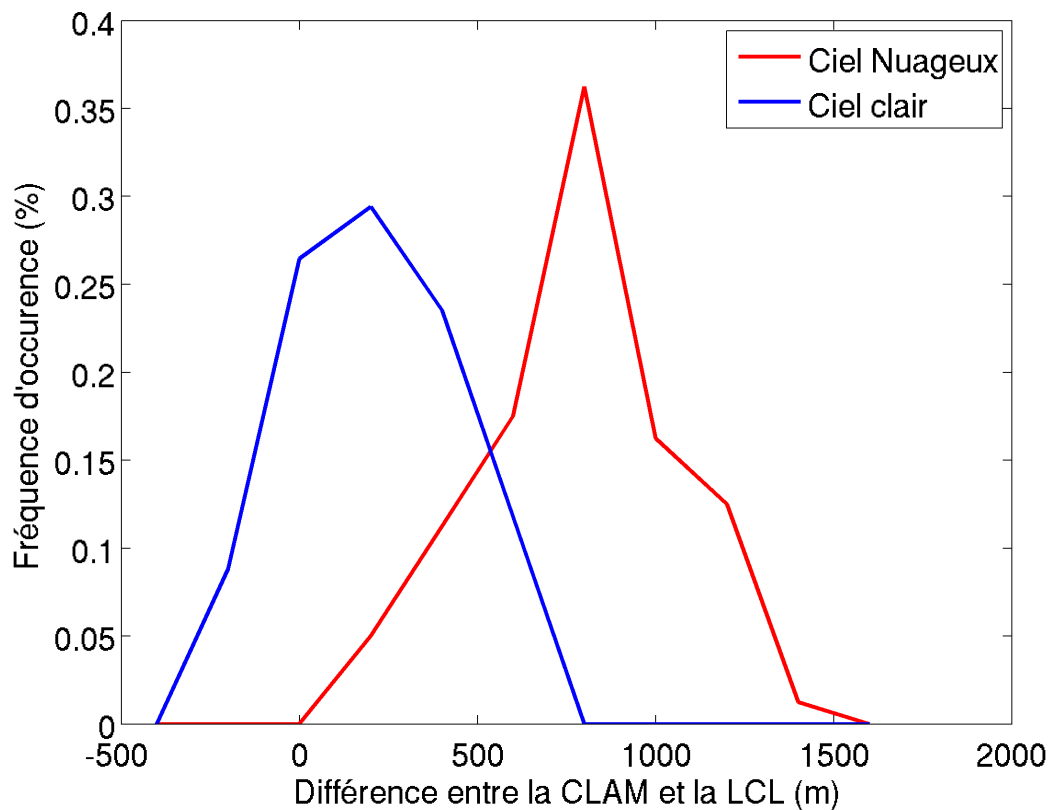


FIGURE 7.27 : Fréquence d'occurrence sur les cas compris entre les courbes d'équation y_1 et y_2 de la différence entre la couche limite atmosphérique marine et la hauteur de condensation.

la LCL semble avoir un fort impact sur la formation des nuages.

Entre les courbes y_1 et y_2 , nous trouvons des cas sans formation de nuages et des cas avec formation de nuages. Pour différencier ces cas entre y_1 et y_2 , la figure 7.27 représente les PDF des cas clairs et des cas nuageux de la différence entre la CLAM et la LCL en amont de l'île sur le domaine 1. Ces deux PDF sont clairement séparées avec une différence faible voir négative pour les cas clairs et une différence plus importante pour les cas nuageux.

Entre les courbes S et y_1 , nous trouvons également des cas de formations de nuages sur une zone de convergence (scénario CB). Un des autres paramètres qui joue un rôle important dans l'intensité et l'épaisseur de la couche de la zone de convergence est le régime de vent de brises de terre et de vents catabatiques qui se développent la nuit sur les pentes et les côtes de l'île. Nous avons regardé la valeur du vent zonal local à 04h sur les pentes au vent de l'île sur les tous les cas d'étude. La figure 7.28 présente la vitesse du vent zonal prise à 04h sur les pentes Est de l'île en fonction de la vitesse du vent synoptique (les vents de direction Est sont positifs). Pour les cas CS, les vitesses de vent local sur les pentes sont toutes positives. Elles varient de 2 m/s à 5 m/s. Ces vents sont dûs au soulèvement orographique des masses d'air dans le cas de régimes de vents forts. Dans le cas des scénarios, CB, CM et CF, les vitesses de vent sur les pentes sont négatives et correspondent à des vents de brises de terre et de catabatiques. La grande majorité de ces vents ont des vitesses autour de 1,5 m/s.

Quelques cas cependant présentent des vitesses locales plus importantes autour de 3 m/s. Ce résultat peut-être une première réponse apportée à la présence de journées de type CB mais ayant des valeurs de champs synoptique d'un scénario CS.

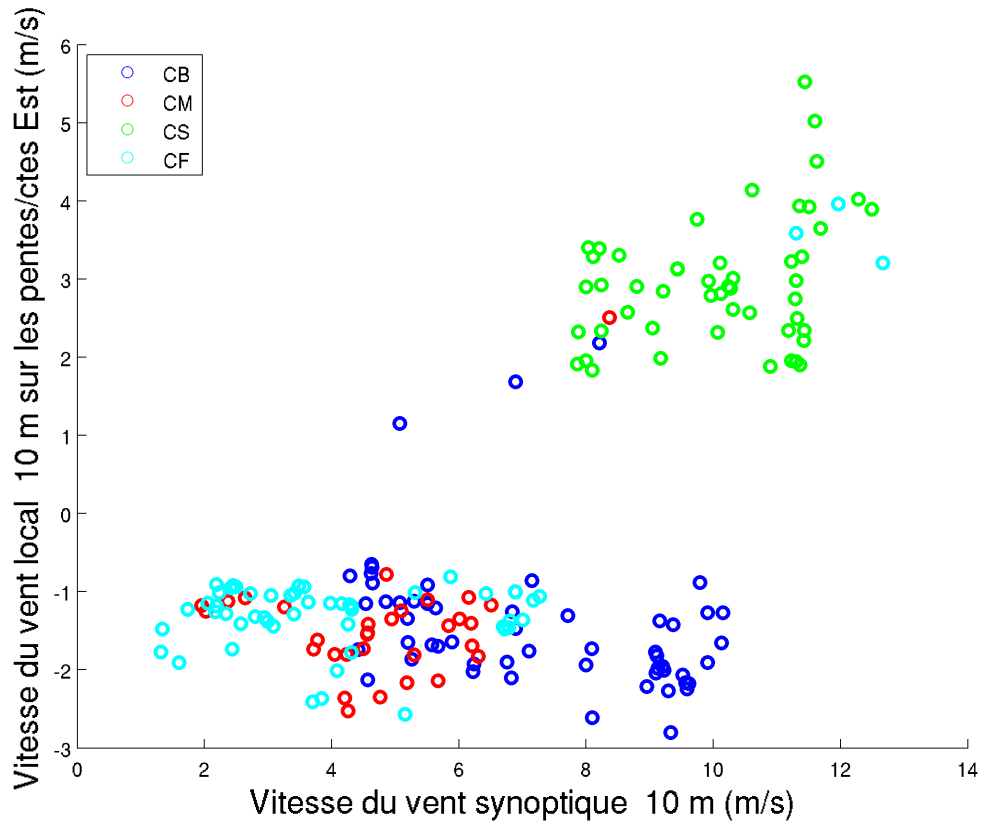


FIGURE 7.28 : Vitesse du vent zonal entre 0h et 04h sur les pentes Est de l'île en fonction de la vitesse du vent synoptique à 04h calculé en moyenne sur le domaine 1.

Pour relier les deux paramètres de contrôle de la théorie hydraulique en eau peu profonde (Fr et M) à la formation de nuages de nuit, nous avons calculé la fréquence d'occurrence de nuages et le contenu en eau nuageuse moyen sur le domaine 3 (Fig. 7.3) pour les 40 cas de minuit à 05h. Afin de détecter la présence de nuages, nous avons fixé une limite sur la teneur en eau nuageuse à $Q_e = 0.2 \text{ g/m}^2$ en dessous de laquelle le cas est considéré comme clair.

La figure 7.30 représente la teneur en eau nuageuse intégrée en fonction de Fr et de M pour chaque scénario de CB, CM, CS et CF. Les figures 7.30.a et 7.30.b montrent que pour les cas CB et CM, le contenu en eau nuageuse moyen est assez élevé et correspond à un processus de zone de convergence.

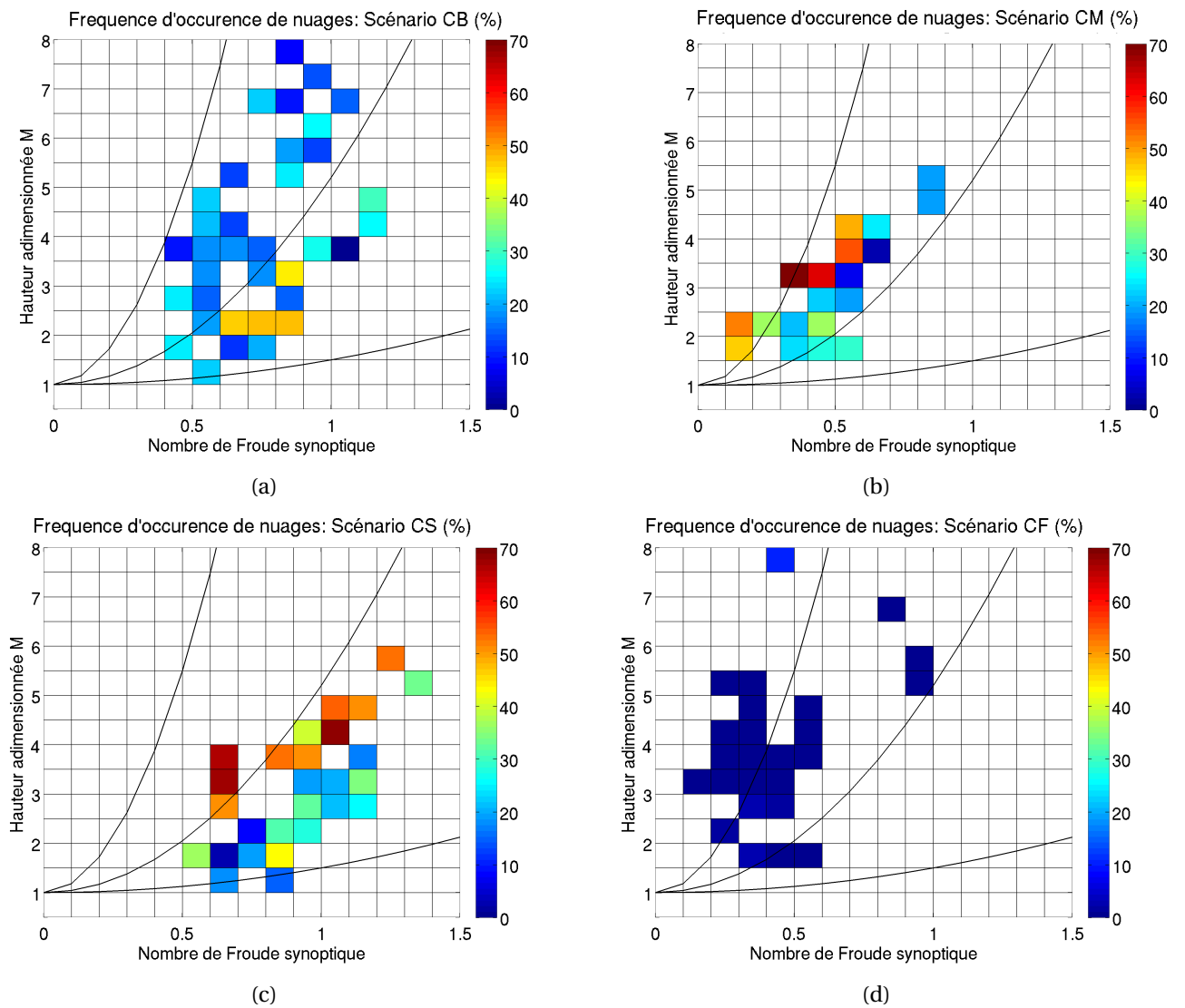


FIGURE 7.29 : Fréquence d'occurrence d'apparition des nuages pour chaque couple Fr/M à chacun des scénarios (a) CB, (b) CM, (c) CS, (d) CF

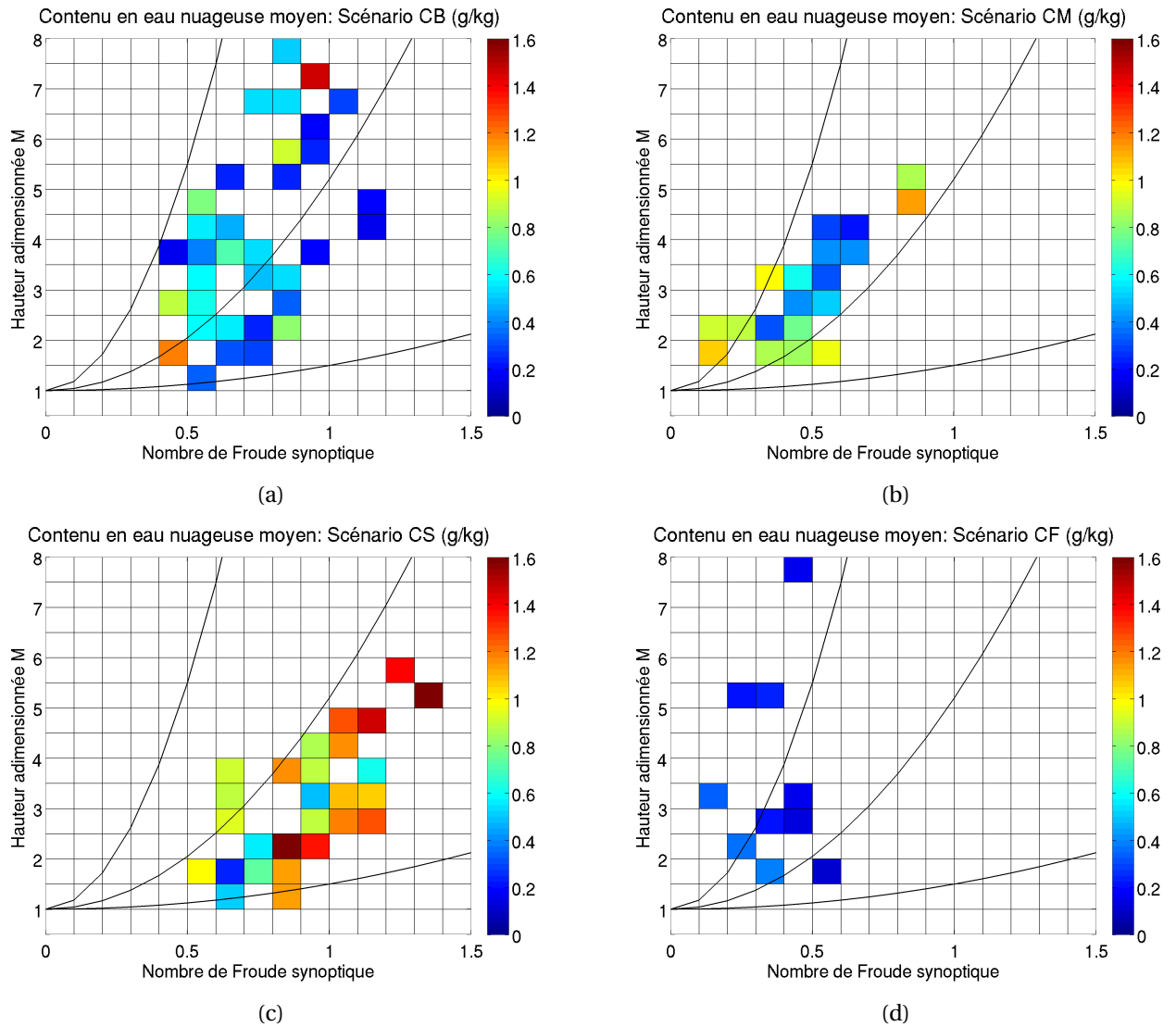


FIGURE 7.30 : Contenu en eau nuageuse intégré de 10 m à 3000 m moyenné sur les cas nuageux correspondant à la fréquence d'occurrence des couples Fr/M pour chacun des scénarios (a) CB, (b) CM, (c) CS, (d) CF.

Au contraire, pour le scénario CS (Fig. 7.30.c), la teneur en eau nuageuse moyenne est élevée à cause du soulèvement orographique. C'est en accord avec ce qui est attendu étant donné que l'apport de masses d'air humides est beaucoup plus important dans le cas du soulèvement orographique que dans le cas d'une formation d'une zone de convergence. Enfin, le scénario CF présente des valeurs faibles de contenu en eau nuageuse moyen (Fig 7.30.c).

4 Synthèse

L'étude présentée dans le chapitre 7 est le point de départ de l'étude du cycle de vie des nuages. Une méthode de discrimination de l'ennuageement de nuit y est développée afin de répondre en partie à la problématique de prévision de l'ennuageement en début de matinée. Cette étude repose sur l'hypothèse que les processus dynamiques et thermiques rencontrés

au cours d'une nuit ne sont pas indépendants des types de temps rencontrés dans la journée qui suit.

Les chapitres 2 et 3 de l'introduction ont mis en évidence les paramètres clés à prendre en compte dans la formation des nuages de nuit. Nous avons tout d'abord présenté la variabilité de ces paramètres dans une première section (section 7.1).

Le forçage dynamique de l'île sur l'écoulement en amont a été pris en compte de deux manières différentes : (1) d'une part en séparant les régimes en fonction de la vitesse du vent synoptique (5-8 m/s pour le régime CB et $v > 9$ m/s pour le régime CS), (2) d'autre part en séparant les journées présentant une hauteur d'inversion basse (autour de 1500 m), avec un cisaillement de vent important entre l'alizé en surface et les vents à 1500 m. Le cisaillement de vent a été pris à 1500 m pour imposer une limite forte et contraindre les vents en dessous de l'inversion (scénario CM). La dernière problématique était de séparer les cas sans formation de nuages des autres cas. Pour cela, nous avons sélectionné tous les cas dans le modèle AROME ne présentant pas de nuages la nuit, en imposant un seuil sur le contenu en eau nuageuse moyen sur la nuit (de 00h à 04h). Ces cas ont été regroupés dans le scénario CF.

Afin d'étudier chacun de ces scénarios, nous avons effectué des études de cas qui ont été validées au préalable. Pour voir la variabilité des formations de nuages de nuit, nous avons sélectionné environ dix cas dans chacun des scénarios.

En l'absence de rayonnement solaire, la formation de nuages la nuit s'effectue notamment par le soulèvement de masses d'air humides du sol en altitude (détente adiabatique). Nous avons identifié 6 paramètres, utilisés pour caractériser chacun de nos cas d'étude :

- le nombre de Froude (1) et la hauteur de la couche limite marine (2), équivalente à la hauteur adimensionnée M pour un relief fixe, qui sont les grandeurs caractéristiques du forçage dynamique de l'île sur les vents amonts. Dans le cas de l'île de la Réunion, le nombre de Froude varie de 0,2 à 1,3 ;

- la hauteur d'inversion des alizés (3) définie par un cisaillement de vent fort entre le sol et la hauteur d'inversion. Une hauteur d'inversion plus basse que l'île, typiquement de l'ordre de 1500 à 2000 m, coiffe la couche limite atmosphérique marine et contraint l'écoulement en dessous. Sur la partie amont de l'île, le soulèvement de la couche limite marine sera limité par la couche d'inversion ;

- la direction du vent au sol (4), la direction du vent au sommet d'une couche caractérisée par les hauteurs adimensionnées M comprises entre 1 et 8, (5) afin d'avoir connaissance des localisations des zones de blocage au vent et des zones sous le vent de l'île au sol et en altitude ;

- la hauteur de condensation par soulèvement (6) pour caractériser les masses d'air en termes d'humidité et de température.

Deux processus, observés pour le cas de l'île de la Réunion, sont à l'origine de l'initialisation de la formation des nuages locaux durant la nuit :

- (1) la décélération du fluide dans les basses couches de l'atmosphère due à la présence du relief, induisant une zone de blocage. Cette décélération induit une augmentation de la CLAM qui peut-être importante (+ 1000 m) par rapport à la hauteur de la couche limite

marine synoptique moyenne ;

(2) le développement des vents catabatiques et des brises de terre qui viennent augmenter les mouvements verticaux à la convergence avec les alizés. La circulation des vents catabatiques et des brises de terre se développe sur la mer en début de nuit de plus en plus loin jusqu'à la zone de blocage du flux amont. La zone de convergence ainsi créée se déplace sur la mer durant la nuit mais sur quelques kilomètres seulement.

En fonction de l'intensité de ces différents phénomènes, nous passons d'un régime à l'autre.

Scénario CB. Il représente 30 % des prévisions AROME de 2011 à 2013 (Fig. 7.4). La représentation des cas sur un diagramme Fr/M montre la répartition des régimes en fonction de la force du blocage. Pour des nombres de Froude compris entre 0,2 et 0,6, le scénario CB est dominant. Les nuages sont initiés dans la zone de convergence. Cela entraîne l'apparition d'une bande de nuages dont la forme est en générale cohérente avec celle de la zone de convergence (cas du 18/11/2011). Lorsque les valeurs de W_{lcl} deviennent positives, en général en deuxième partie de nuit (entre 01h et 03h), on voit sur la zone de convergence la quantité d'eau nuageuse augmenter. La zone de convergence étant toujours alimentée par le bas, elle présente toujours des nuages. Sur les cas d'étude sélectionnés dans le scénario CB, le contenu en eau nuageuse intégré moyen au 95^e centile est de 0,55 g/m² et varie de 0,2 g/m² sur une zone de convergence peu intense et de 2,1 g/m² sur une zone de convergence plus intense. La quantité d'eau nuageuse reste constante durant le reste de la nuit et reste confinée sur une bande fine variant de 1 à 3 km de largeur sur nos cas d'étude. Ceci laisse suggérer que les nuages créés sur la zone de convergence sont dissipés assez rapidement par les vents d'alizés. Dans certains cas cependant, la quantité d'eau nuageuse est suffisante (comme le cas du 28/12/2011) et les nuages formés sur la zone de convergence sont déplacés sur les pentes et continuent à saturer par soulèvement orographique. Les nuages sont parfois déjà présent en première partie sur la zone de convergence notamment lorsque les nuages ne sont pas entièrement dissipés la veille sur les pentes amont de l'île.

La position de la zone de convergence se situe de 3 km à 12 km de la côte au vent selon la vitesse du vent. Les nuages qui sont initiés en amont de la zone de convergence advectionnés par les vents d'alizés sont renforcés lors de leur passage au-dessus de la zone de convergence. En fin de nuit la bande de convergence est ramenée sur les côtes à cause de la diminution de l'intensité des vents catabatiques. Ces résultats sont cohérents avec ceux trouvés sur l'île d'Hawaï ([Feng et Chen, 2001] et [Chen et Feng, 2001]).

Scénario CM. Le scénario CM se trouve pour des nombres de Froude autour de 0,5. Il représente 7 % des situations de 2011 à 2013 (Fig. 7.4). Lorsque la hauteur d'inversion est basse, on observe la superposition de deux couches dans la zone au vent de l'île (par rapport au vent de surface) : (1) une bande de convergence qui s'étend au-dessus de la surface sur une épaisseur variable et (2) une zone de recirculation à la hauteur de l'inversion des alizés qui correspond à une zone sous le vent de l'île à cette altitude (pour des vents présentant un cisaillement presque opposé entre le sol et la hauteur d'inversion). Ces caractéristiques n'ont encore jamais été discutées dans la littérature. L'épaisseur de la zone de convergence dépend de l'intensité des mouvements verticaux qui sont influencés par l'intensité des vents en amont, l'intensité et l'épaisseur de la couche des vents catabatiques et des brises de terre.

Sur les cas d'étude sélectionnés dans le scénario CM, le contenu en eau nuageuse intégré moyen au 95^e centile est de 2,1 g/m² et varie de 0,45 g/m² sur une zone de convergence peu intense et de 2,5 g/m² sur une zone de convergence plus intense. Les nuages formés au-dessus de la zone de convergence vont être ramenés sur les pentes par la circulation de retour en altitude. Les masses d'air vont continuer à saturer par soulèvement orographique par les vents de retour. Le contenu en eau nuageuse est plus élevé dans les cas du scénario CM que dans les cas du scénario CB bien qu'ils soient formés également sur une zone de convergence. Pour le scénario CM, les nuages couvrent une aire beaucoup plus importante que les cas de bandes fines. Ils peuvent s'étendre des pentes jusqu'à la zone de convergence, dans nos cas jusqu'à 21 km.

Scénario CS. Il représente 20 % des prévisions d'AROME de 2011 à 2013 (Fig. 7.4). Pour des nombres de Froude compris entre 0,6 et 1,2, le scénario CS est dominant. Lorsque le blocage de l'île diminue (Fr augmente et M en amont de l'île diminue et se rapproche de 1), le scénario de nuage de nuit devient un scénario CS. La zone de ralentissement et de blocage se rapproche des côtes et monte sur le haut des pentes avec la diminution du blocage de l'île. Les vents catabatiques sont alors annihilés par les vents d'alizés. Les nuages se forment au-dessus des pentes et des côtes par soulèvement orographique des masses d'air humides du sol sur les pentes. Sur les cas d'étude sélectionnés dans le scénario CS, le contenu en eau nuageuse intégré moyen au 95^e centile est de 2,9 g/m² et varie de 0,7 g/m² à 5,7 g/m². Le contenu en eau nuageuse dépend dans le cas du scénario CS directement de l'humidité de la masse d'air. Dans le cas d'alizés secs, le contenu en eau nuageuse sera plus faible que dans le cas d'alizés humides. On remarque également que la direction du vent synoptique semble avoir une importance. Dans les cas de vent synoptique de Sud-Est (environ 130°), le contenu en eau nuageuse est plus faible. Il y a en effet une corrélation entre la direction du vent synoptique et l'humidité de la masse d'air. Les cas de vent de Sud-Est correspondent à des alizés plus sec.

Scénario CF. Il représente 12 % des prévisions AROME de 2011 à 2013 (Fig. 7.4). Dans le régime CF, l'ennuagement n'est pas présent durant la nuit. L'étude a montré que dans ces cas la différence entre la hauteur de la CLAM et la hauteur de la LCL est très faible voire négative. La différence pour ces cas-là varie de 700 m à - 400 m avec une moyenne à 200 m.

Ce scénario est caractérisé par deux causes possibles :

(1) des cas caractérisés par une masse d'air sèche avec une hauteur de condensation élevée (cas du 29/08/2012 dans le tableau 7-5). La hauteur de la couche limite de nuit peut alors se trouver en dessous de la hauteur de la LCL. Dans ce cas pour avoir une formation de nuages, il faut des vent synoptiques suffisamment forts et/ou une zone de convergence intense pour d'une part amener l'humidité de surface en altitude et d'autre part pour soulever la hauteur de la CLAM jusqu'à la LCL ;

(2) des cas caractérisés par des vitesses de vent synoptique faibles. Bien que le blocage soit fort dans ce cas là (Fr « 1), les vents synoptiques ne sont pas suffisamment forts pour créer une zone de convergence assez intense à l'altitude de condensation. Ces cas sont caractérisés par des W_{lcl} faible en dessous de 0,1 m/s.

Distinction scénario CB/CS. L'intensité de la cellule de brises de terre et de vents cataba-

tiques joue un rôle également important dans le soulèvement de la couche limite en amont de l'île et dans l'intensité de la zone de convergence. Pour des vitesses de vent synoptique comprises entre 8 et 10 m/s, pour les scénarios de formation d'une zone de convergence (CB) on observe des vents catabatiques avec des vitesses comprises entre 2 et 6 m/s, alors que pour les scénarios de blocage sur les pentes de l'île (CS) les vitesses de vents sur les pentes varient de 2 à 4 m/s dans la direction du vent synoptique (absence de vents catabatiques).

On voit que la circulation de brises et de vents catabatiques ont une influence sur le blocage de l'île et sur le ralentissement des vents en amont de l'île, notamment au moment de la mise en place de ces vents en début de nuit (18h-20h). Afin de comprendre l'impact de ces vents sur la structure de la couche limite en amont et sur la formation des nuages, des études complémentaires seraient à développer.

A partir des résultats du chapitre 7, un manuscrit d'article a été rédigé en vue d'une future publication. Ce manuscrit sera soumis courant mars 2015 à *Monthly Weather Review* ([Kalecinski et Haeffelin, 2015]).

8

CYCLE DIURNE DE L'ENNUAGEMENT : VARIABILITÉ, PRÉDICTIBILITÉ

Sommaire

1	Etude de l'ennuagement durant la journée à partir des régimes de nuit . . .	150
1.1	Méthode	150
1.2	Etude statistique de la variabilité du cycle diurne du rayonnement . . .	154
2	Etude de cas sur la formation des nuages sur un cycle diurne à partir des prévisions d'AROME : le 18/11/2011	163
2.1	Evaluations diurnes de la dynamique	164
2.2	Evolution diurne de l'humidité et des nuages	166
3	Etude de cas sur la formation des nuages sur un cycle diurne à partir des prévisions d'AROME : le 07/01/2012	171
3.1	Evolution diurne de la dynamique	171
3.2	Evolution diurne de l'humidité et des nuages	174
4	Variabilité de l'ennuagement durant la journée : effet de la hauteur d'inversion et de la vitesse du vent des alizés	178
4.1	Effet de la hauteur de l'inversion des alizés sur l'ennuagement	178
4.2	Effet de la vitesse du vent sur l'étalement	181
5	Synthèse	186

En l'absence de données de rayonnement ou d'ennuagement la nuit, nous avons émis l'hypothèse que la connaissance de schémas d'ennuagement en fin de nuit, et surtout des processus et des paramètres qui les caractérisent, nous permettrait d'obtenir une information sur l'évolution en début de matinée voire sur la journée du rayonnement solaire.

Dans une première section, nous montrerons une étude statistique effectuée à partir de deux ans de données observées des stations météorologiques et de réanalyses ERA-Interim sur l'impact de la discrimination en régime de nuit à partir des paramètres définis dans le chapitre 7 sur le cycle diurne du rayonnement observé. L'étude, présentée dans cette section, nous a permis d'étudier la pertinence et la fiabilité des paramètres prédictifs des régimes d'ennuagement de nuit.

Dans une deuxième section, les prévisions du modèle ont été utilisées afin de comprendre et d'expliquer les mécanismes de formation des étalements de nuages sur la mer observés sur l'île de la Réunion. Deux cas d'études sont présentés. Ils présentent des cycles diurnes

d'ennuagement différents qui correspondent dans un cas à un régime CB de nuit et dans l'autre cas à un régime CM de nuit.

1 Etude de l'ennuagement durant la journée à partir des régimes de nuit

1.1 Méthode

Afin de tester les paramètres définissant les différents régimes de nuit, une étude statistique a été effectuée en classant deux ans de données sol dans chacun des régimes CB, CM, CS, CF. Cette classification a été uniquement effectuée à partir des paramètres dynamiques et thermiques synoptiques pris dans les réanalyses ERA-Interim d'ECMWF. Contrairement à l'étude de cas effectuée dans le chapitre 7 qui prenait en compte la présence ou non de nuages la nuit, aucune discrimination n'a été effectuée sur le contenu en eau nuageuse la nuit, afin de tester la prédictibilité des paramètres.

Les paramètres utilisés pour effectuer la classification sont présentés dans le tableau 8.1. La classification a été effectuée de la manière suivante. Le régime de nuit CF (Cloud Free) correspond au régime sans formation de nuage la nuit, a été séparé des autres en imposant un seuil sur la différence entre la CLAM et la LCL. Les journées présentant une différence inférieure à 200 m sont classées en CF. Ensuite, les jours restant ont été divisés à partir du profil vertical de vent. Les journées présentant un profil de vent cisailant fort entre 1000 hPa et une altitude comprise entre 900 hPa et 850 hPa, dénotant d'un vent d'Ouest-Nord-Ouest en altitude, sont classées dans le régime CM (Cloud Mass). Il correspond au régime où l'inversion des alizés est basse durant la nuit. Le critère de cisaillement du vent varie selon la direction du vent synoptique. Par exemple pour des vents synoptiques de Nord-Est, les jours considérés comme des cas CM sont ceux présentant une différence de plus de 110° entre le sol et la hauteur considérée. Le reste des journées a été divisé à partir de la vitesse du vent à 1000 hPa. Pour des vitesses de vent comprises entre 5 m/s et 8 m/s, les journées sont définies dans le scénario CB (Cloud Band) et pour des vitesses de vent supérieures ou égales à 9 m/s, les journées sont dans le scénario CS (Cloud Slope).

La figure 8.2 présente la valeur moyenne nocturne des journées ainsi classifiées en fonction du nombre de Froude et de la hauteur adimensionnée M , calculée sur le domaine 1 (Fig. 7.3.b). La répartition des journées est cohérente avec ce que l'on s'attend à trouver. Les cas du scénario CS se répartissent entre des nombres de Froude de 0,6 à 1,5. Les cas du scénario CB sont trouvés de $Fr = 0,4$ à $Fr = 0,8$. Les deux régimes sont bien distincts puisqu'ils ont été divisés par la vitesse du vent. Comme dans le chapitre 7 (Fig. 7.26), M est très variable (de 1,2 à 6). Les journées classées dans le cas CM présentent des nombres de Froude compris entre 0,3 et 0,6 mais en moyenne le nombre de Froude se situe autour de 0,5 et M entre 2 et 3. Cela confirme les résultats du chapitre 7. Il semblerait que le scénario CM soit caractérisé par des valeurs typiques de Fr et M . Il est possible que la hauteur d'inversion basse est un effet sur le blocage de l'île. Les cas classés dans le scénario CF ont des valeurs de Froude plus faibles que 0,4. Ils sont également caractérisés par une hauteur de la CLAM faible en moyenne ($M > 3$) par rapport aux autres scénarios.

Bien que ces paramètres synoptiques représentent bien l'évolution du blocage en fonc-

Scénarios	Vitesse à 1000 hPa	Cisaillement vertical (en fonction de la direction du vent de surface)	CLAM - LCL
CB	5 - 8 m/S	< 50°	> 200 m
CM	-	Nord-Est: >110° Est: >70° Sud-Est: > 50° Sud: >50°	> 200 m
CS	> 9 m/s	< 50°	> 200 m
CF	< 5 m/s	-	< 200 m

FIGURE 8.1 : Classification utilisée pour déterminer les scénarios CB, CM, CS et CF à partir des paramètres physiques que sont la vitesse du vent synoptique à 1000 hPa le cisaillement verticale du vent et la différence entre la CLAM et la LCL.

tion de la vitesse du vent et de la hauteur de la couche limite, le blocage est défini par rapport à un côté spécifique de l'obstacle. L'île de la Réunion n'est de plus pas un obstacle sphérique. Les localisations de la zone au vent, de la zone de sillage et des côtes parallèles au vent varient fortement selon la direction du vent. La variabilité du rayonnement observée sur les 38 cas d'étude de nuit laisse penser qu'une classification par direction de vent synoptique pourrait diminuer cette variabilité.

Il est donc nécessaire de définir chacun de ces régimes selon une direction donnée de vent synoptique. La figure 8.3 est une représentation schématique de la localisation des zones au vent, sous le vent de l'île et les zones parallèles au vent pour différentes directions.

Le tableau 8.4 résume le nombre de cas trouvés dans chacun des régimes pour une direction de vent de Nord-Est (40° à 80°), une direction d'Est (80° à 120°), une direction de Sud-Est (120° à 150°) et une direction de Sud-Sud-Ouest (150° à 200°). Les cas de Nord ou d'Ouest sont trop peu nombreux pour les prendre en compte dans une classification statistique valable. Les vents de Nord-Est représente 16,7 % des cas sur les deux années étudiées (730 jours). Les vents d'Est représente 40 % des cas, les vents de Sud-Est 13,6 % ds cas et les vents de Sud 11 %.

Les cas de vents de Nord-Est présentent moins de cas cisailants que les régimes d'Est et de Sud-Est. Cela s'explique par le fait que les cas de vents de Nord-Est sont des journées typiques de l'été austral, période durant laquelle la hauteur d'inversion des alizés est en général assez haute (3000-4000m). Les régimes de vents d'Est ou de vents de Sud-Est présentent une classification assez similaire car ces deux directions correspondent au régime de vent d'alizé rencontré essentiellement d'avril à novembre.

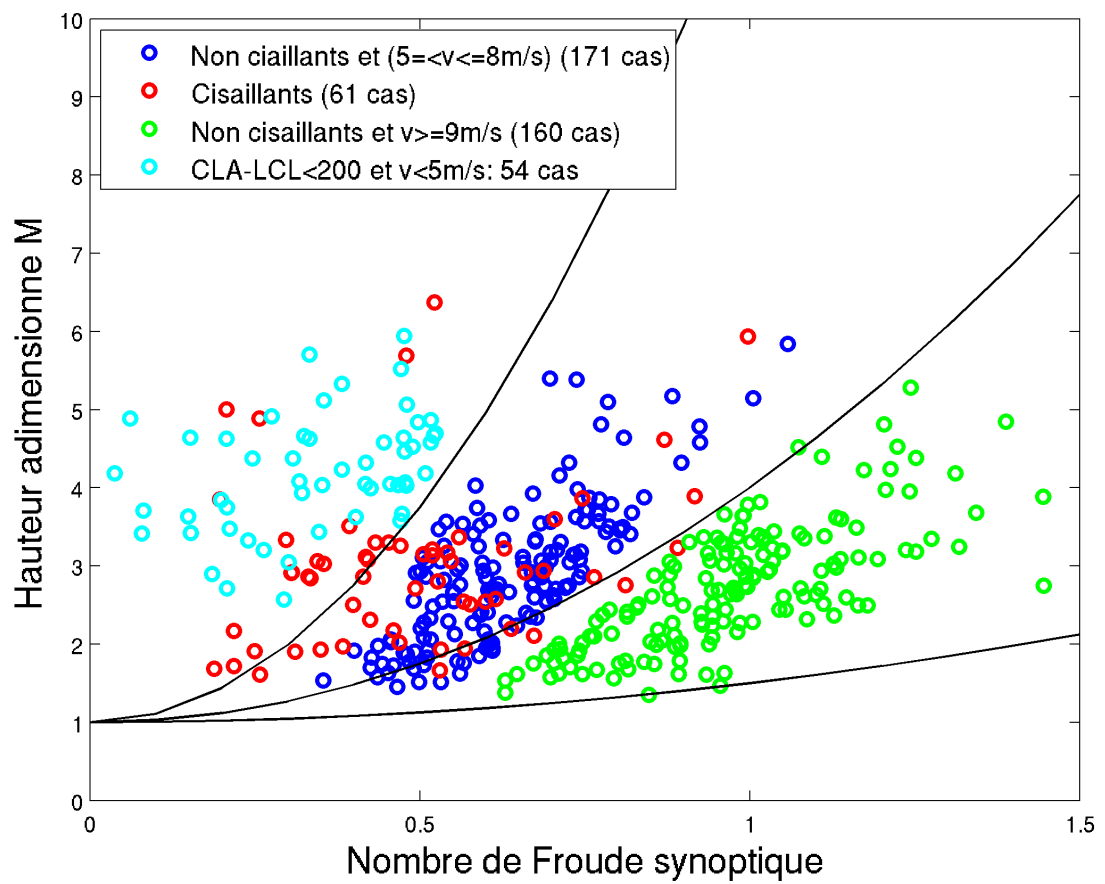


FIGURE 8.2 : Moyenne nocturne (de 21h à 05h) de la valeur du nombre de Froude et de la hauteur adimensionnée M , calculés en moyenne sur le domaine 1 de la figure des cas CB, CM, CS et CF.

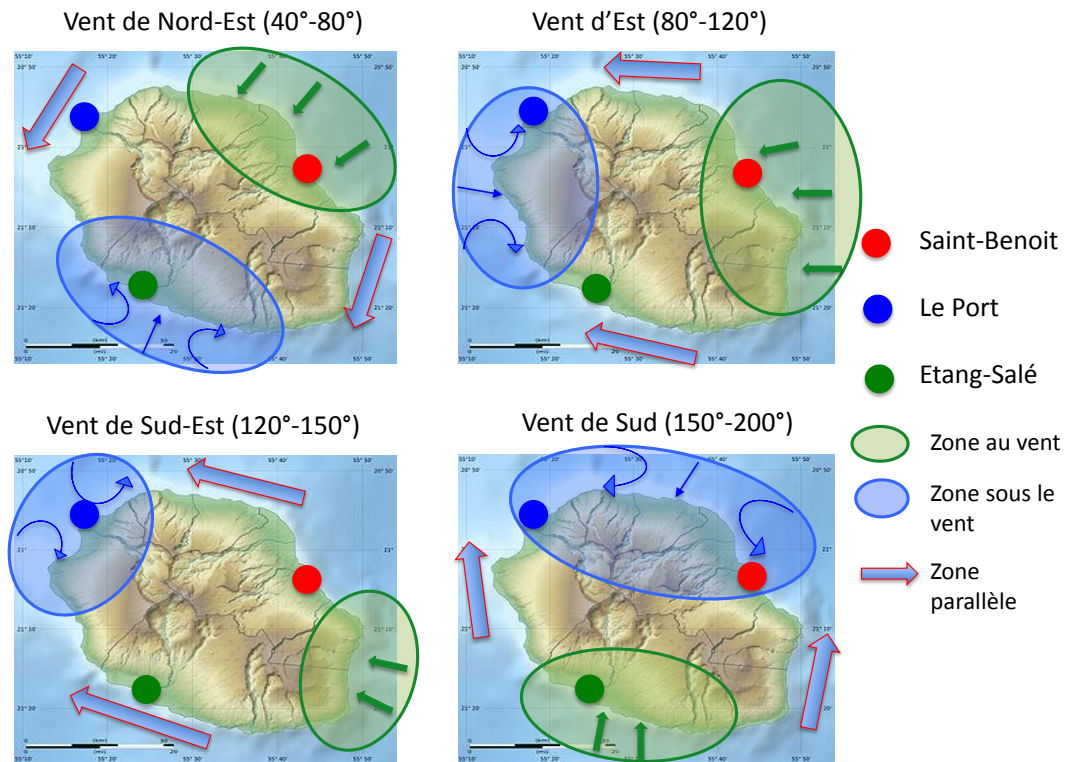


FIGURE 8.3 : Schéma représentant la position des parties au vent, sous le vent et les côtes parallèle au vent de l'île dans quatre cas différents de direction du vent synoptiques. Pour des directions de vent de Nord-Est (40° à 80°), d'Est (80° à 120°), de Sud-Est (120° à 150°) et de Sud (150° à 200°) inspiré de [Jumaux, 2011] et [Abeillé, 2009].

	Nord-Est (40-80°)	Est (80-120°)	Sud-Est (120-150°)	Sud (150-220°)
CB	46	77	25	8
CM	12	15	19	10
CS	11	80	30	11
CF	10	13	9	6

FIGURE 8.4 : Nombre de journées sur deux ans de réanalyses ERA-Interim (08/2011 à 08/2013) classées en fonction des paramètres définis dans le tableau 8.1 pour quatre directions de vent synoptique : Nord-Est (40° à 80°), Est (80° à 120°), Sud-Est (120° à 150°) et Sud (150° à 200°).

1.2 Etude statistique de la variabilité du cycle diurne du rayonnement

Les figures 8.5, 8.6, 8.7 présentent le cycle diurne obtenu pour chaque direction de vent et chaque régime sur les stations de Saint-Benoît, Le Port et Etang-Salé respectivement. Afin d'avoir un aperçu plus clair de la différence entre ces régimes, seul le 50^e centile est montré.

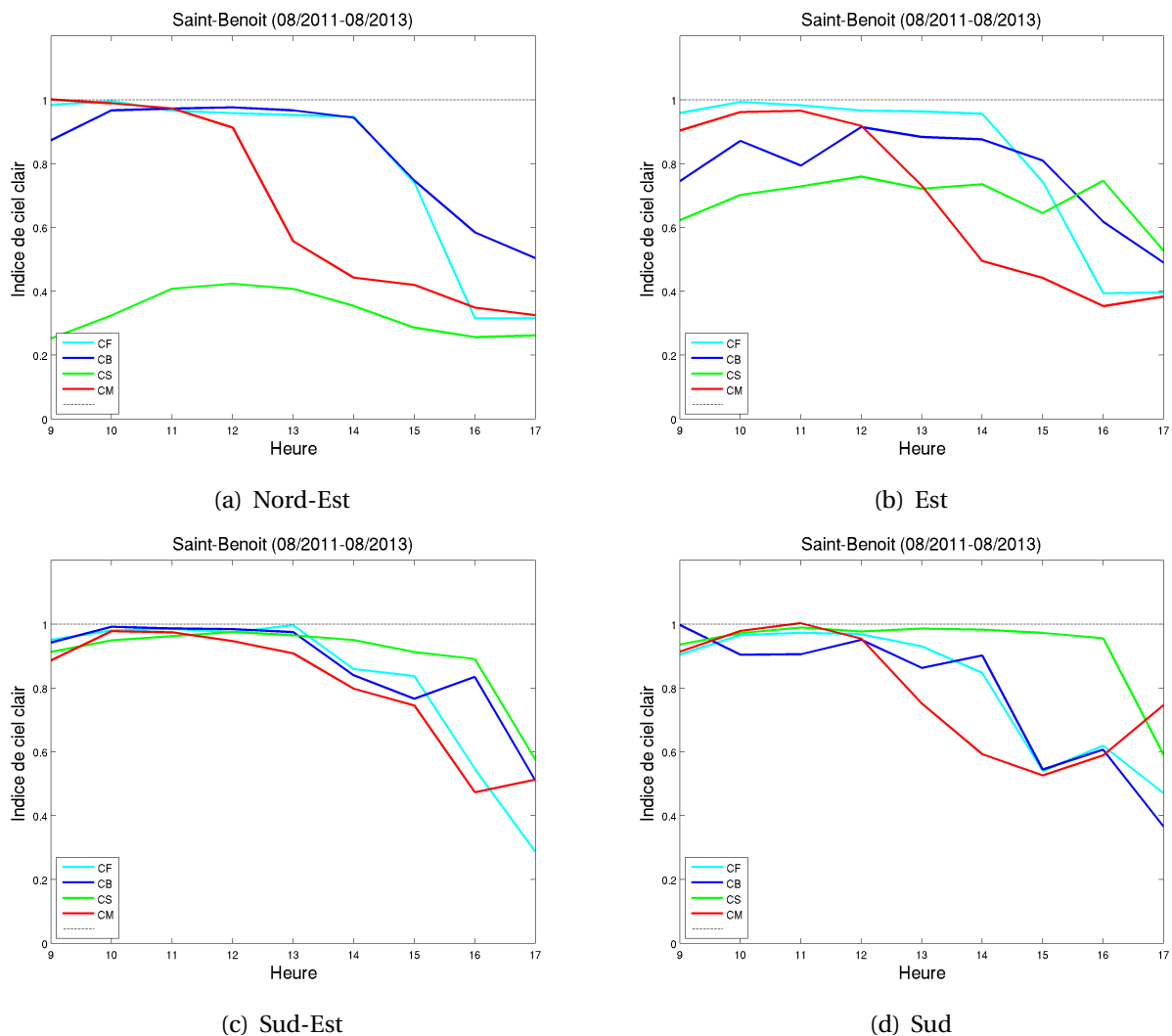


FIGURE 8.5 : Cycle diurne (50^e centile) de Kt_{obs} sur la station de Saint-Benoît pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CM, CS et pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud.

Pour des régimes de vents synoptiques de Nord-Est et d'Est, la station de Saint-Benoît est au vent de l'île (figure 8.3). Dans le cas d'un vent de Nord-Est, la station est sur la côte perpendiculaire au vent synoptique. Pour les cas de vent d'Est, aux vents de brises locaux sur Saint-Benoît s'ajoute une composante de vent synoptique plus marquée. Pour un régime de vents de Sud-Est, Saint-Benoît se trouve sur les côtes parallèles au vent synoptique correspondant à une zone où le flux d'alizé est accéléré. Pour des vents de Sud, la station est toujours dans la zone sous le vent mais à la limite avec la zone d'accélération du vent.

Le cycle diurne du Kt pour le régime CM est invariable selon la direction du vent synoptique. Il commence très légèrement nuageux le matin puis devient clair. Il présente une forte chute du Kt en début d'après-midi qui a lieu toujours vers 13h sauf dans le régime d'Est qui présente une diminution du Kt une heure plus tôt. La station de Saint-Benoît étant sur la côte Nord-Est, elle est toujours dans la zone sous le vent d'altitude pour des cas cisailants entre 900 hPa et 800 hPa.

Les cycles diurnes du Kt pour les régimes CB et CF ne présentent pas beaucoup de différences. Le régime CF est toujours clair le matin et présente un ennuagement l'après-midi, plus faiblement pour des vents de Nord-Est que pour des vents de Sud-Est. Les cas du régime CB présentent un ennuagement l'après-midi de la même manière que pour les cas CF. Ils présentent néanmoins un ennuagement le matin pour des vents de Nord-Est et d'Est. Cette ennuagement peut-être important notamment dans les cas de vents d'Est. Cela peut s'expliquer par l'advection de nuages la nuit sur les pentes à partir de la zone de convergence formée en amont de l'île entre les vents catabatiques et l'alizés. Cet ennuagement peut-être également dû au fait que la classification effectuée ici ne prend pas en compte l'intensité des catabatiques et des brises de terre. L'ennuagement reste cependant plus faible pour les cas CB que pour les cas CS.

Les cas dans le régime CS montrent un ennuagement fort en matinée et durant toute la journée. L'ennuagement est beaucoup plus important dans le cas de vents de Nord-Est que pour les vents d'Est. Dans les cas de vents forts, caractéristiques du régime CS, les vents locaux prennent la direction du vent synoptique. Pour des vents de Nord-Est, les vents locaux sont donc dans la direction de la pente. Pour des vents synoptiques d'Est, la direction du vent local sera également d'Est, c'est-à-dire perpendiculaire à la côte. Les cas de CS restent clairs pour des régimes de vents de Sud-Est et de Sud car les vents locaux sont dans la direction de l'alizé et les nuages ne sont donc pas advectés sur la côte Nord-Est.

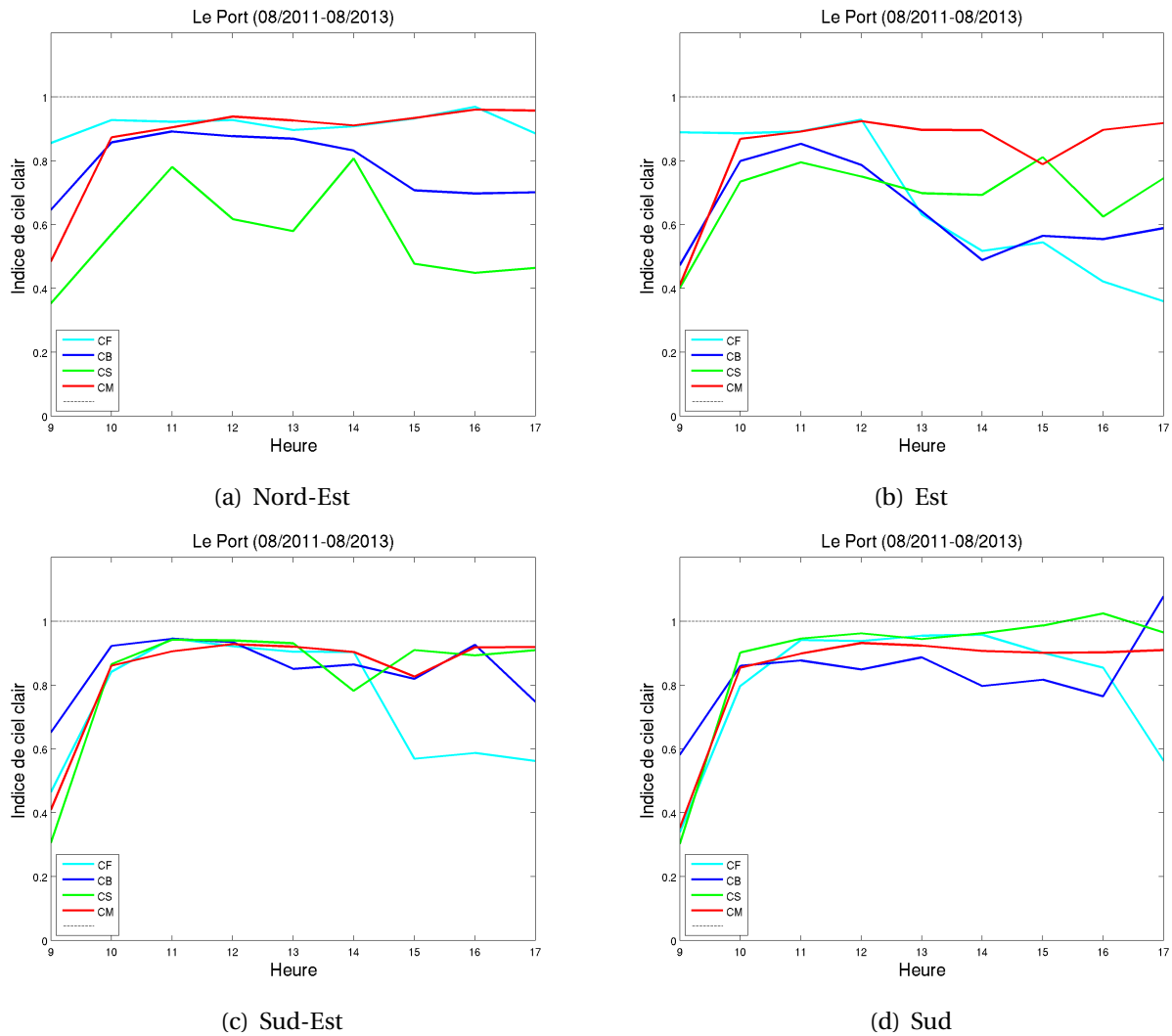


FIGURE 8.6 : Cycle diurne (50^e centile) de Kt_{obs} sur la station Le Port pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CM, CS, pour des régime de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud.

Pour des régimes de vents synoptique d'Est et de Sud-Est, la station Le Port est sous le vent de l'île (figure 8.3). Dans le régime de vents d'Est, la zone sous le vent de l'île est beaucoup plus large que pour le régime de vents de Sud-Est. Les vents de retour d'Ouest dans le sillage sont toutefois plus variables, en terme de position, de vitesse et d'interaction avec les brises que pour des vents de Sud-Est. Pour un régime de vents de Nord-Est, Le Port se trouve sur les côtes parallèles au vent synoptique correspondant à une zone où le flux d'alizé est accéléré. Pour des vents de Sud, la station est à la limite entre la zone sous le vent et les côtes parallèles.

Le cycle diurne de Kt pour le régime CM est invariable selon la direction du vent synoptique. Il commence très nuageux le matin puis devient clair sur toute la journée. La station du Port étant sur la côte Ouest, elle se trouve sur la côte parallèle où les vents sont accélérés à l'altitude du cisaillement entre 900 hPa et 800 hPa. Les étalements des nuages sur la côte Nord (figure 6.13 et 6.12 à 14h) dégagent la côte Ouest (expliquée dans la partie III, chapitre

8).

Les cycles diurnes de K_t pour les régimes CB et CF ne présentent pas beaucoup de différences. Le régime CF est presque toujours clair la matin et s'ennuage l'après-midi, plus faiblement pour des vents de Nord-Est que pour des vents de Sud-Est. Les cas du régime CB présentent un ennuagement l'après-midi de la même manière que pour les cas CF. Ils présentent néanmoins un ennuagement le matin pour des vents de Nord-Est et d'Est. Cette ennuagement peut-être important notamment dans les cas de vents d'Est.

Les cas dans le régime CS montrent un ennuagement fort en matinée et durant toute la journée pour les vents de Nord-Est et d'Est. L'ennuagement est beaucoup plus important pour des vents de Nord-Est que pour des vents d'Est. D'après [Smith et Grubišic, 1993], [Esteban, 2002], [Yang *et al.*, 2008], dans les cas de vents forts, les vents de retour d'Ouest dans le sillage sont plus forts que dans les cas de vents synoptiques plus faibles. Dans le cas du scénario CS, durant la journée, les vents de retour d'ouest dans la zone sous le vent vont renforcer les anabatiques et brises de mer. L'apport d'humidité sur les pentes est donc plus importante dans un cas CS que pour des cas CB et CF. Les cas de CS restent clairs pour des régimes de vent de Sud-Est et de Sud.

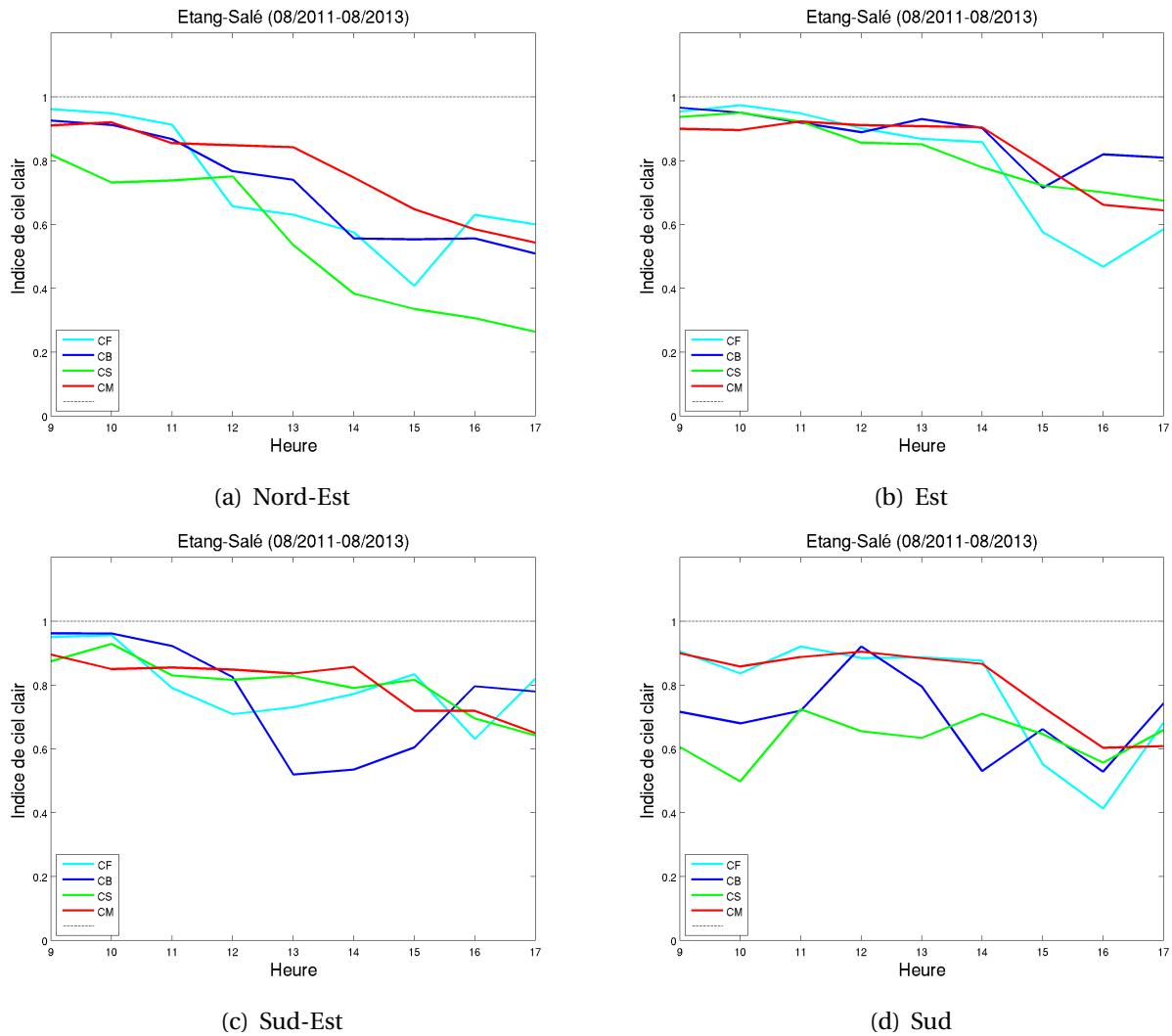


FIGURE 8.7 : Cycle diurne (50^e centile) de Kt_{obs} sur la station d'Etang-Salé pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CM, CS pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud.

Pour des régimes de vents synoptique d'Est et de Sud-Est, la station d'Etang-Salé est située sur les côtes parallèles au vent synoptique (figure 8.3). Dans le cas d'un vent de Nord-Est, la station est située dans la zone sous le vent de l'île. Pour le régime de vent de Nord-Est, la zone sous le vent est très large comprenant la côte Sud entre les stations des 3 Bassins et de Saint-Philippe. Les vents de retour y sont très développés avec la formation de deux tourbillons distincts. Ce cas de figure est donc favorable à la formation d'une dynamique locale. Pour des vents de Sud, la station est sur la côte au vent de l'île quasiment perpendiculaire au vent synoptique.

Le cycle diurne de Kt pour le régime CM est invariable selon la direction du vent synoptique. Il commence très légèrement nuageux le matin et s'ennuage très faiblement au cours de la journée par rapport à Saint-Benoît. Pour des directions de vent d'Est et Sud-Est, la station d'Etang-Salé est toujours dans la zone au vent d'altitude pour des cas cisailants entre 900 hPa et 800 hPa. Pour des directions de vent de Sud, la station d'Etang-Salé se trouve dans

la zone où les vents d'altitude sont accélérés, correspondant à une zone de côte parallèle pour des cas cisailants entre 900 hPa et 800 hPa.

Les cycles diurnes de Kt pour les régimes CB et CF ne présentent pas beaucoup de différences. Le régime CF est toujours clair la matin et s'ennuage l'après-midi, plus faiblement pour des vents d'Est à Sud que pour les vents de Nord-Est. Pour des vents de Sud-Est, les vents locaux sur Etang-Salé sont plus accélérés que pour des vents d'Est. Cette observation peut expliquer l'ennuagement plus important pour les vents d'Est que pour les vents de Sud-Est l'après-midi. Les cas du régime CB présentent un ennuagement l'après-midi de la même manière que pour les cas CF. Ils présentent néanmoins un ennuagement le matin pour des vents de Sud.

Les cas dans le régime CS montrent un ennuagement fort en matinée et durant toute la journée pour le régime de vent de Sud pour lequel Etang-Salé est sur la côte au vent. De la même manière que pour Saint-Benoît, le régime CB pour les vents de Sud présente également un ennuagement important toute la journée qui reste cependant plus faible que pour les cas CS. Dans les cas de vents forts, caractéristiques du régime CS, les vents locaux prendront la direction du vent synoptique, donc la direction de la pente pour des vents synoptiques de Sud. Les cas de CS restent clairs avec un faible ennuagement l'après-midi pour des régimes de vent d'Est et de Sud-Est car les vents locaux sont dans la direction de l'alizé sur les côtes parallèles.

Les cycles diurnes de Kt pour les vents de Nord-Est sont caractéristiques d'une zone sous le vent. Le matin l'ennuagement est plus important lorsque la vitesse du vent synoptique est plus forte. Un vent synoptique fort engendre un vent de retour plus fort que pour un vent synoptique faible. L'après-midi présente un ennuagement plus important pour le cas CS que pour les autres cas. Le vent de retour durant la journée est dans le même sens que les brises de mer et les vents anabatiques. Il renforce d'autant plus cette circulation lorsqu'il est lui-même plus intense.

La variabilité des cycles diurnes de Kt sur les trois stations est tracée sur les figures 8.8, 8.9 et 8.10 pour la station de Saint-Benoît, Le Port et Etang-Salé respectivement. Elles représentent la variabilité du cycle diurne de Kt pour chacun des scénarios définis et pour les quatre régimes de directions. Malgré une variabilité importante, certains points importants apparaissent.

Pour les cas où les stations sont au vent de l'île, on remarque que le scénario CS est cohérent dans tous les cas. Il présente une variabilité importante mais le scénario CS montre toujours un ennuagement important en début de matinée et durant la journée (c'est la cas pour Saint-Benoît avec une direction de Nord-Est à Est et pour Etang-Salé pour des vent de Sud). Le scénario CM est également très cohérent. Il présente une matinée en général peu ou pas nuageuse sur les côtes, un ennuagement fort l'après-midi sur la station de St-Benoît (station sous le vent à l'altitude du cisaillement de vent) et un ennuagement faible sur la station du Port (station sur la côte parallèle à l'altitude du cisaillement). Enfin le scénario CF est également cohérent. Durant la matinée, les cas sont presque toujours clairs sur toutes les stations et pour différentes directions de vent synoptique. La variabilité est beaucoup plus importante l'après-midi. Les cas présentent une chute de rayonnement en début d'après-midi qui peut-être très faible comme assez importante.

Chapitre 8. Cycle diurne de l'ennuagement : variabilité, prédictibilité

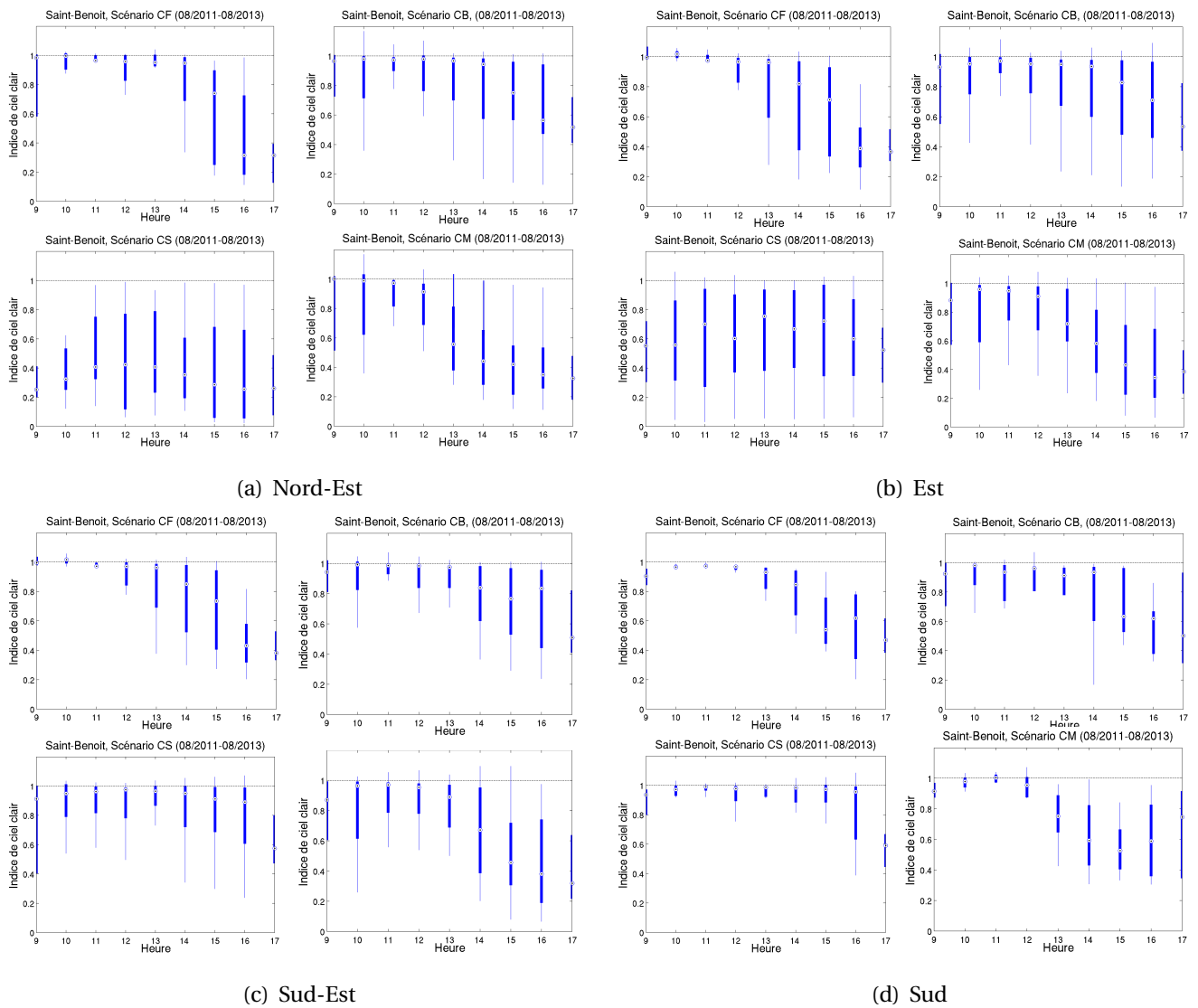


FIGURE 8.8 : Variabilité du cycle diurne de Kt_{obs} sur la station de Saint-Benoît pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CS, CM pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud. Le point représente le 50^e centile, la barre épaisse représente le 25^e et 75^e centile et la barre fine le 5^e et 95^e centile.

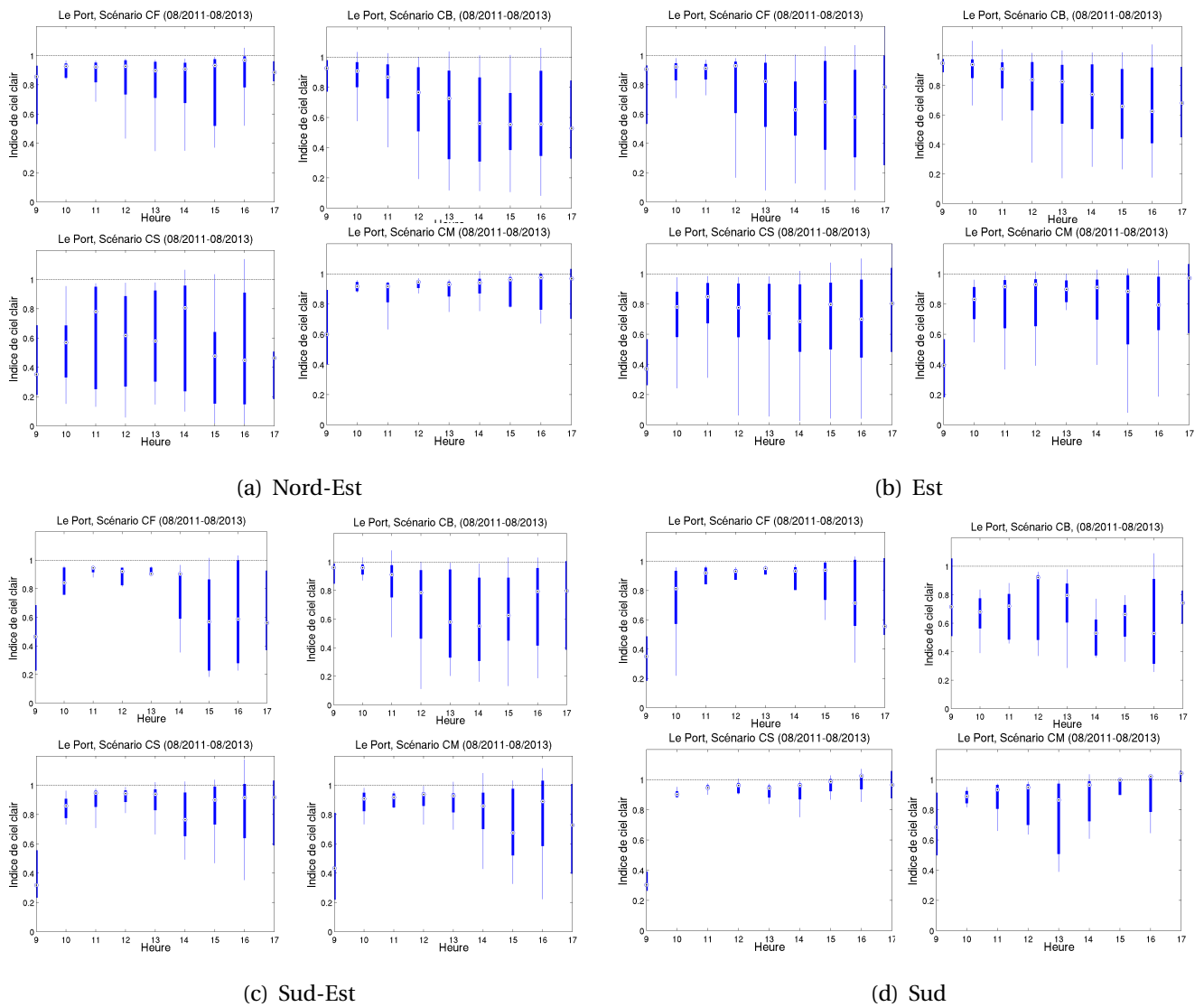


FIGURE 8.9 : Variabilité du cycle diurne de $K_{t_{obs}}$ sur la station du Port pour les différents régimes d'enneuagement de nuit, CF, CB, CS, CM pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud. Le point représente le 50^e centile, la barre épaisse représente le 25^e et 75^e centile et la barre fine le 5^e et 95^e centile.

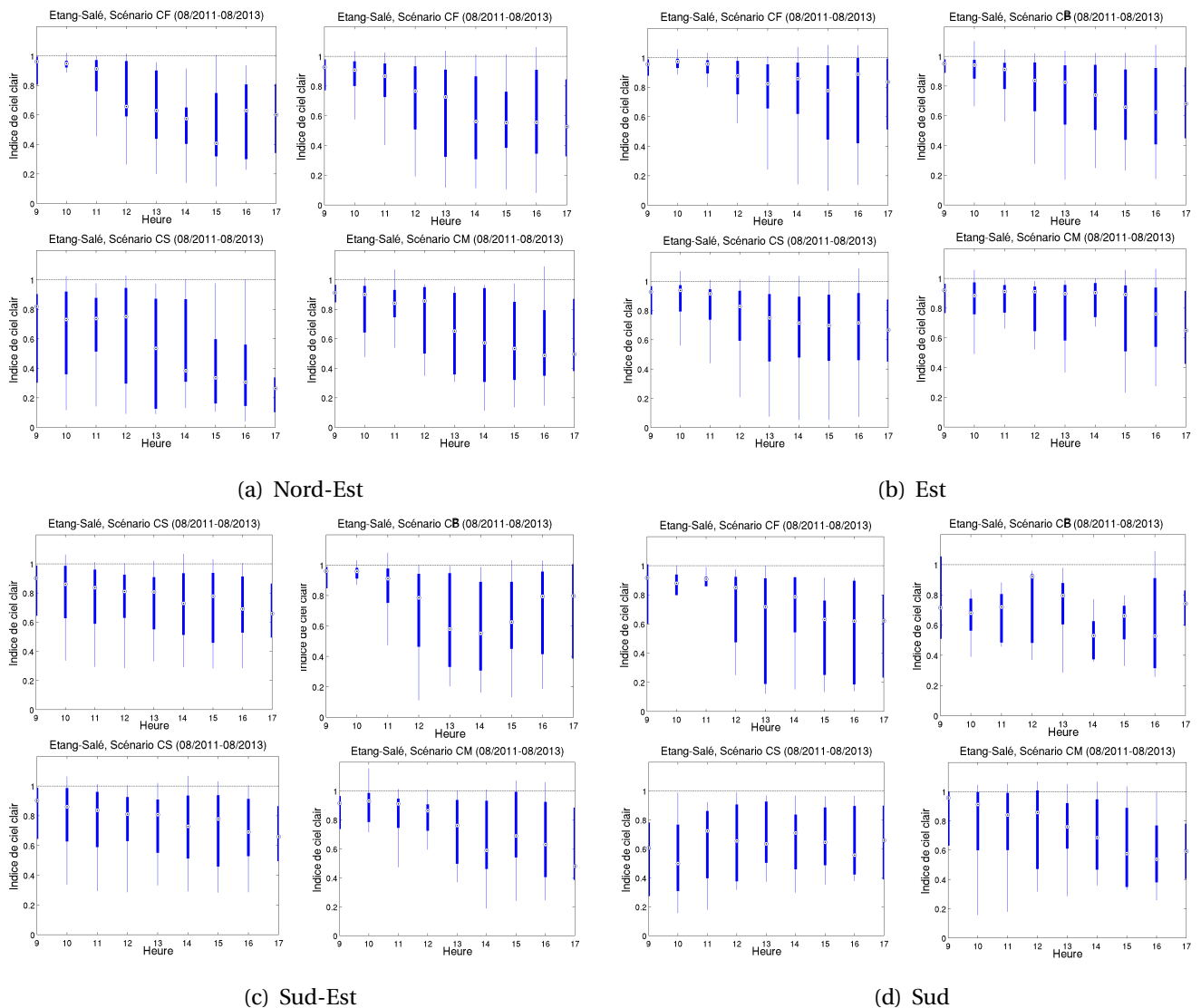


FIGURE 8.10 : Variabilité du cycle diurne de Kt_{obs} sur la station d'Etang-Salé pour les différents régimes d'ennuagement de nuit, CF, CB, CS, CM pour des régimes de vent de (a) Nord-Est, (b) d'Est, (c) de Sud-Est et (d) de Sud. Le point représente le 50^e centile, la barre épaisse représente le 25^e et 75^e centile et la barre fine le 5^e et 95^e centile.

2 Etude de cas sur la formation des nuages sur un cycle diurne à partir des prévisions d'AROME : le 18/11/2011

Le cas du 18/11/2011 est un cas d'étalement sur l'Ouest-Nord-Ouest de l'île. L'ennuagement de nuit sur la côte au vent a été présenté dans la partie précédente. Il fait partie du régime défini comme CB. Les courbes de Kt_{obs} pour ce régime montre de manière statistique une diminution importante du rayonnement en début d'après-midi sur la station du Port, située sur la côte Ouest.

2.1 Evaluations diurnes de la dynamique

La figure 8.11.a présente le champ de vent horizontal moyen journalier et la température potentielle moyenne journalière à 950 hPa. La figure 8.11.b présente la vitesse verticale moyenne journalière à 925 hPa. Les zones grisées correspondent aux zones de soulèvement de la couche limite en moyenne sur la journée. Le contournement et l'accélération des vents sur les côtes Nord et Sud par effet Venturi est bien représenté en moyenne à 12 m/s au Sud et 10 m/s au Nord. Le forçage dynamique de l'île produit un vent de retour d'environ 3 m/s dans la zone sous le vent de l'île (Fig. 8.11.a). Les côtes Nord et Sud de l'île présentent un maximum de température potentielle qui correspond à un réchauffement adiabatique dû à l'abaissement de la couche d'alizé ([Lesouëf *et al.*, 2013] et [Yang et Chen, 2003]). L'augmentation de température est vue surtout au Sud qui est la côte où le vent est le plus accéléré dans ce cas-là. Des mouvements verticaux importants sont trouvés sur la côte au vent de l'île (0,2 m/s en moyenne) associés au soulèvement de la couche limite. Des vitesses verticales importantes sont également trouvées en aval de l'île, elles ne présentent pas de schéma précis. On suppose une forte variabilité journalière (Fig. 8.11.b).

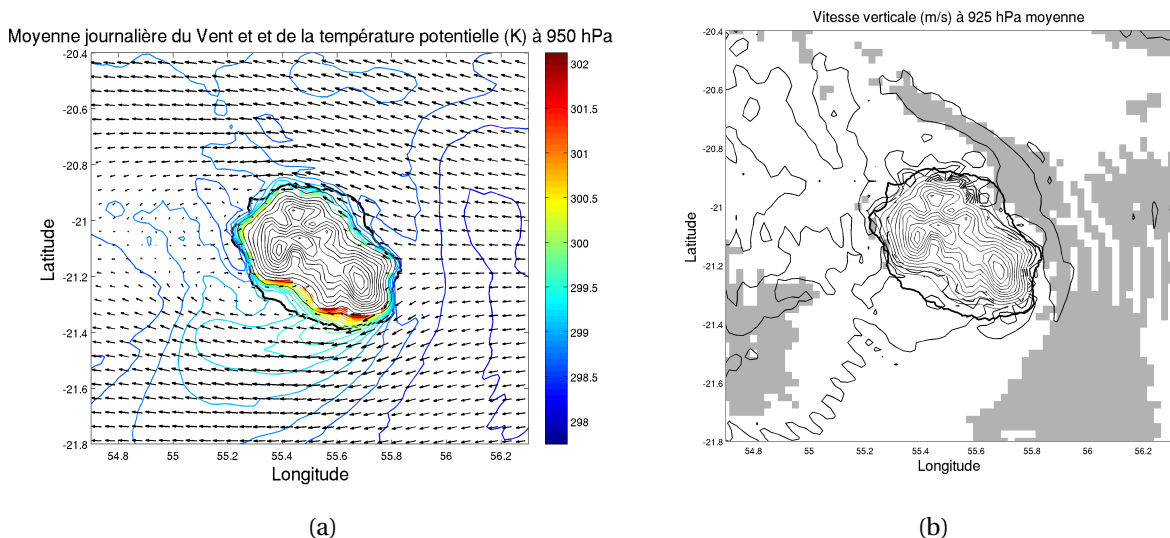


FIGURE 8.11 : (a) Champ du vent horizontal moyen sur la journée et de la température potentielle (K) moyenne à 950 hPa, (b) vitesse verticale moyenne sur la journée à 925 hPa représentée en contour noir de 0,025 m/s. Les zones grisées correspondent aux zones de soulèvement de la couche limite atmosphérique en moyenne sur la journée : le 18/11/2011. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

Les effets de l'orographie sur la dynamique au-dessus de l'île sont forts et le schéma du vent horizontal reste assez semblable entre le jour et la nuit (Fig 8.12). La figure 8.12.a présente le champ de vent horizontal à 925 hPa à 04h et 14h et la figure 8.12.b présente la vitesse verticale à 950 hPa à 04h et 14h. Les zones grisées correspondent aux zones de soulèvement positif de la couche limite atmosphérique par rapport à sa moyenne journalière.

Durant la nuit, les brises de terre et les vents catabatiques sont observés sur les pentes et les côtes de la zone sous le vent et se développent sur la mer. La convergence entre les catabatiques/brises et le vent de retour d'Ouest dans la zone de sillage va induire des mouvements verticaux positifs et un soulèvement de la couche limite juste en aval de la côte Ouest sur

une dizaine de kilomètres (Fig. 8.12.b à 02h). Dans cette zone le soulèvement des masses d'air depuis la surface en altitude correspond souvent à une formation de nuages (Fig. 8.16.a à 02h) qui est visible également sur les images satellite en Kt_{sat} pour cette journée (Fig. 8.17.a à 02h).

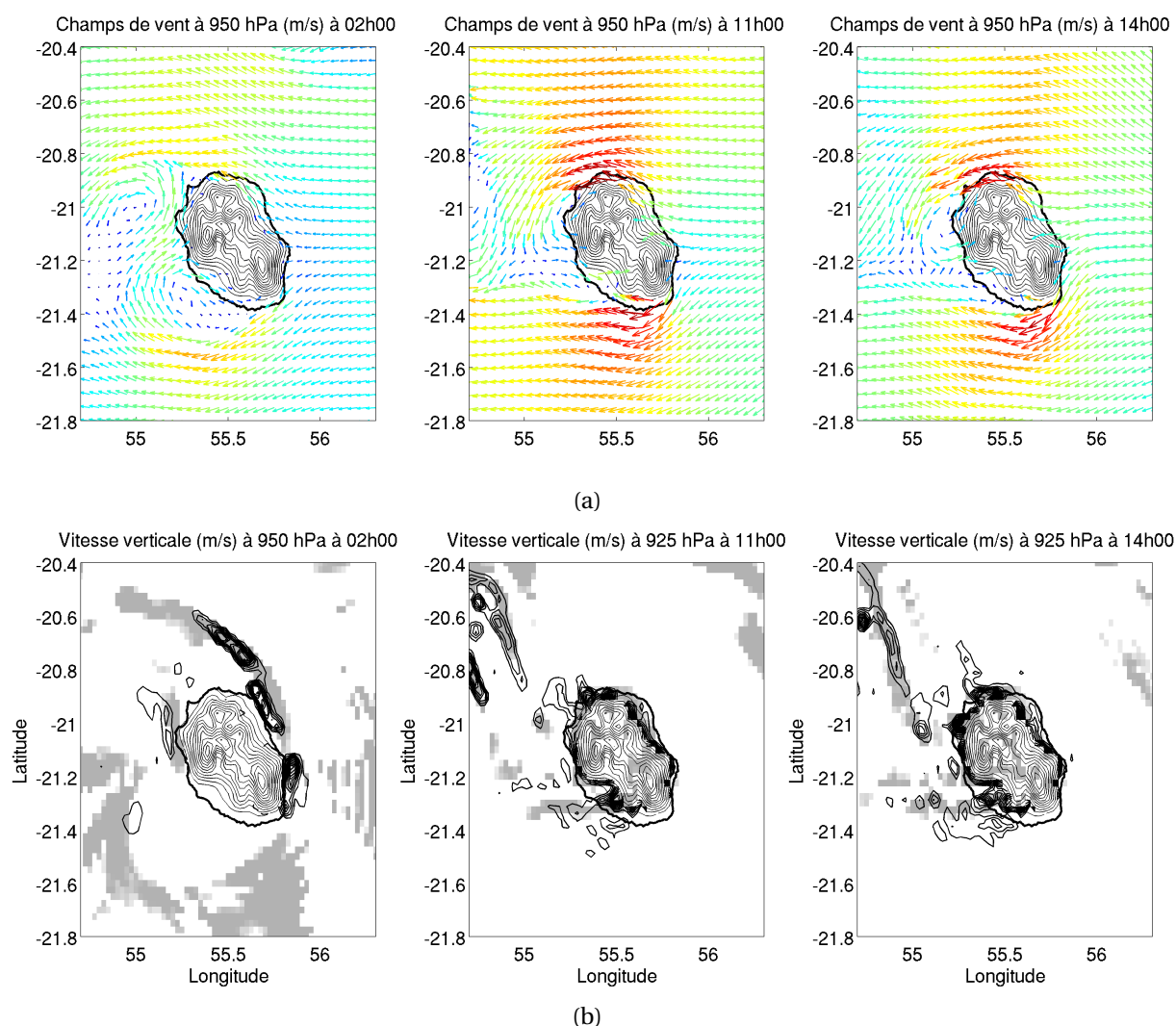


FIGURE 8.12 : (a) Champs du vent horizontal à 950 hPa à 02h, 11h et 14h et (b) vitesse verticale du vent à 925 hPa représentée en contour noir de 0,025 m/s et le soulèvement de la couche limite atmosphérique à 02h, 11h et 14h pour le 18/11/2011. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

Durant la journée, la formation de brises de mer et de vents anabatiques est observée sur les pentes et les côtes de la zone sous le vent de l'île. Cette circulation de jour est dans le même sens que le flux de retour d'Ouest en surface et crée un mouvement d'abaissement de la couche limite en moyenne dans le sillage (Fig. 8.12 à 11h et 14h en blanc sur la figure).

Durant l'après-midi, deux lignes de convergence se développent au Nord et au Sud du sillage. Elles s'étendent sur 50 km au Nord et 20 km au Sud et présentent une vitesse verticale positive (Fig. 8.12.b) émanant de la côte Sud vers Etang-Salé et de la côte Ouest vers Le Port. La vitesse horizontale sur ces deux lignes de convergence est assez faible (1-2 m/s à 950

hPa). Elles sont accompagnées d'un soulèvement de la couche limite caractéristique de la formation de deux ressauts hydrauliques de chaque côté de l'île et qui correspond au régime III décrit dans [Schär et Smith, 1993].

2.2 Evolution diurne de l'humidité et des nuages

La figure 8.13 présente l'évolution sur la journée du profil vertical du vent horizontal et du profil vertical d'anomalie de l'humidité spécifique de 1000 hPa à 600 hPa sur (a) le point O au large des côtes Ouest et (b) sur le point E au large des côtes Est (Fig. 7.3). La présence du vent de retour d'Ouest dans la zone de sillage est trouvée sur une couche assez profonde allant jusqu'à 900 hPa. Ce résultat est cohérent avec [Lesouëf *et al.*, 2013]. Cette couche est caractérisée par des vents faibles durant la journée et la nuit en moyenne de 3 m/s.

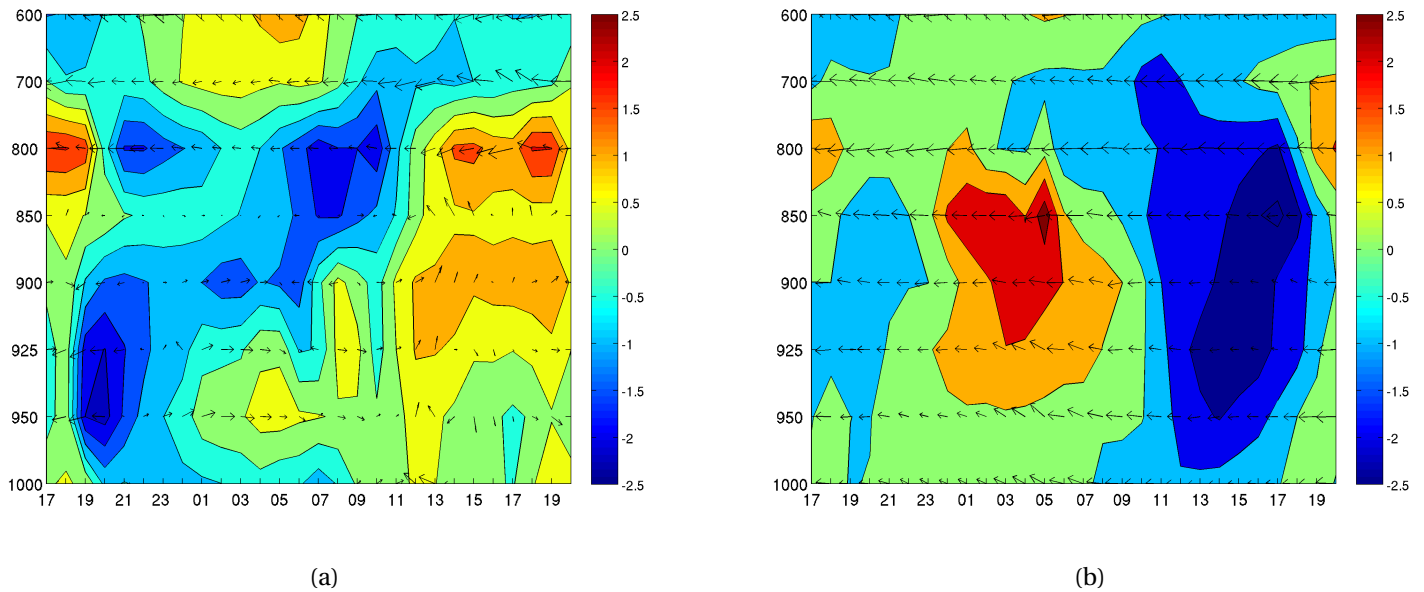


FIGURE 8.13 : Evolution diurne de l'humidité spécifique représentée par l'anomalie horaire par rapport à la moyenne journalière (g/kg) et du champ de vent total (a) sur la mer en face de la station du Port au point 0, (b) sur la mer en face de Saint-Benoît au point E (Fig. 7.3) pour le 18/11/2011.

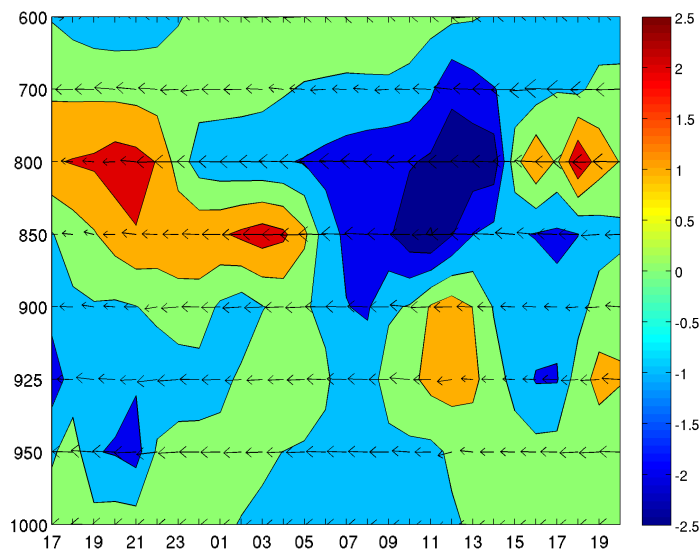


FIGURE 8.14 : Evolution diurne de l'humidité spécifique représentée par l'anomalie horaire par rapport à la moyenne journalière (g/kg) et du champ de vent total synoptique en moyenne sur la zone 2 le 18/11/2011.

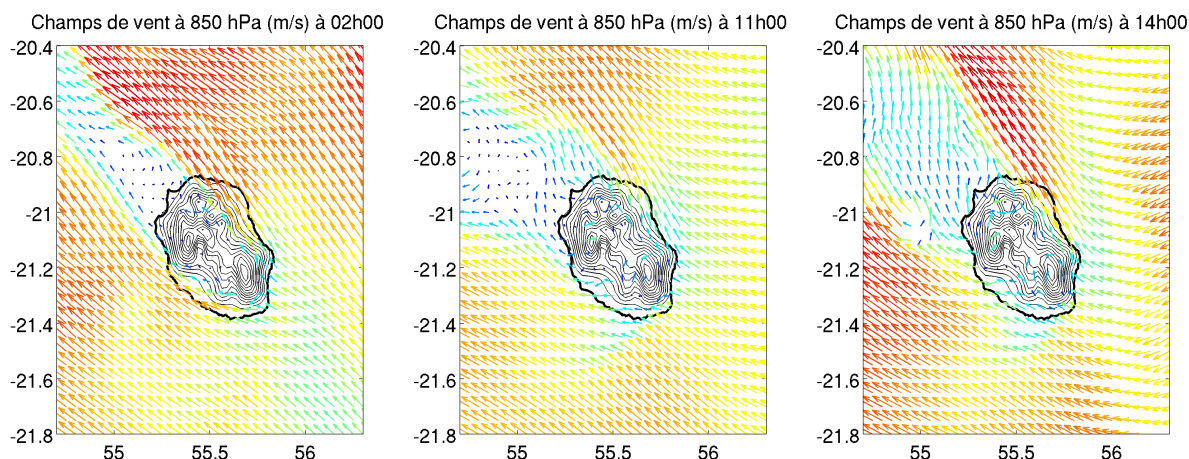


FIGURE 8.15 : Champ de vent horizontal à 850 hPa à 02h, 11h et 14h pour le 18/11/2011. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

Zone sous le vent

Au cours de la journée, la formation d'une cellule de circulation secondaire thermique directe est simulée dans un modèle similaire (le modèle Mésos-NH dans [Lesouëf *et al.*, 2013]) sur les pentes sous le vent avec un mouvement ascendant au-dessus des pentes du Ouest jusqu'à 1000 m et un mouvement descendant au-dessus des côtes vers Le Port. Cette circulation s'inverse durant la nuit.

Au-dessus de cette couche, des vents d'Est prévalent. Ils sont renforcés durant la journée par la branche supérieure de retour de la cellule de circulation de la brise de mer et ils sont affaiblis durant la nuit voire inversés par la cellule de brise de terre (de 3 m/s à 14h contre 1-2 m/s à 02h à 850 hPa). La figure 8.15 présente le champ de vent à 850 hPa à 02h, 11h et 14h. Les vents à 850 hPa restent cependant plus faibles que l'alizé synoptique. Bien que sur cette journée le profil vertical de la vitesse du vent synoptique présente un minimum à 850 hPa et que le profil vertical d'humidité relative présente un gradient positif qui semble être représentatif de la hauteur d'inversion, l'inversion des vents ne se fait toutefois pas avant 4000 m. L'inversion des alizés sur cette journée est assez faible.

Cette limite située entre 850 hPa et 800 hPa est une zone tampon entre la zone de sillage produite par le forçage dynamique de l'île et la couche d'alizés au-dessus qui ne sont pas ou peu influencées par l'île.

Durant la nuit, les vents catabatiques se développent sur les pentes et les brises de terre sur les côtes sous le vent. Ils viennent advecter de l'air relativement sec dans les eaux à proximité des côtes (Fig. 8.13.a). Il en résulte un minimum diurne d'humidité spécifique en surface (-1 g/kg par rapport à la moyenne journalière). L'humidité spécifique diminue également en altitude de 900 hPa à 800 hPa.

En surface, la convergence entre les brises de terre et les vent de retour d'Ouest induit une ascendance d'air en altitude à une vitesse de 0,05 m/s environ jusqu'à 950 hPa. Les vitesses verticales restent bien inférieures aux vitesses verticales sur la zone de convergence au vent de l'île durant la nuit ($w = 0,5$ m/s). La vitesse verticale maximale est trouvée entre 04h et 05h et correspond au maximum d'humidité spécifique (+ 0,5 g/kg). L'ennuagement dans le sillage

reste cependant faible la nuit par rapport à la partie au vent de l'île ($Q_{e_{int}} = 0,2 \text{ g/kg}$) dû aux faibles mouvements verticaux (Fig. 8.16).

En début de matinée, la convergence entre les vents de retour dans la zone sous le vent et les brises de terre va disparaître avec la formation des brises de mer, et l'augmentation de l'humidité comprise entre les brises de terre et les vents de retour va être amenée sur les pentes en tout début de matinée.

Durant la journée, le chauffage des pentes s'intensifie et les nuages se développent avec la mise en place des anabatiques au-dessus des côtes et des pentes de la station du Port à cause du transport d'humidité sur les pentes. L'augmentation de l'humidité sur les pentes est ensuite advectée sur la mer par les vents d'Est sur une couche allant de 850 hPa à 800 hPa. L'humidité spécifique dans cette couche atteint un maximum de 12 g/kg à 14h, supérieure de 1 g/kg à la valeur d'humidité spécifique durant la nuit à 850 hPa et supérieure de 2 g/kg à 800 hPa (Fig. 8.13.a).

L'étalement au-dessus de la mer va créer un « panache » d'humidité spécifique qui est alimenté durant la journée par l'apport d'humidité sur les pentes et qui est résorbé la nuit.

Zone au vent

La zone au vent a été traitée en partie dans le chapitre 7. Durant la nuit la convergence entre les brises de terre et l'alizé crée des mouvements verticaux importants ($w = 0,3 \text{ m/s}$) et un apport d'humidité de + 2 g/kg par rapport à la journée est montré jusqu'à la hauteur d'inversion à 850 hPa (Fig. 8.13.b).

En début de matinée, l'augmentation d'humidité est advectée sur les pentes Est de l'île (Fig. 8.16). Durant la journée, il n'y a plus d'apport d'humidité en amont de l'île. On voit que l'humidité spécifique diminue sur toute la couche d'alizé (-2 g/kg par rapport à la moyenne journalière).

La figure 8.16 présente le contenu en eau nuageuse intégré à 02h, 09h, 11h et 14h. La figure 8.17 présente le Kt_{sat} à 02h, 09h, 11h et 14h. La côte au vent à l'Est-Nord-Est et la côte sous le vent à l'Ouest sont les premières à s'ennuager avant les côtes parallèles au Sud et au Nord-Ouest (Fig. 8.16, à 09h) car l'augmentation d'humidité dans les zones de convergence est amenée dès le début de matinée sur les pentes.

A partir de 11h, on voit l'étalement des nuages sur la mer qui concorde avec l'étalement de l'humidité spécifique dans la couche de 850 hPa à 800 hPa.

Durant la journée, des bandes fines de nuages sont formées sur la mer sur les deux lignes de convergence (Fig 8.16.c à 11h et 14h). Les mêmes bandes de nuages sont observées à partir des données satellite Meteosat7 (Fig. 8.17 à 11h et 14h). L'advection des nuages au large simulés à partir de 11h par le modèle est cohérente avec ce qui est observé par Meteosat7 (figure 8.16).

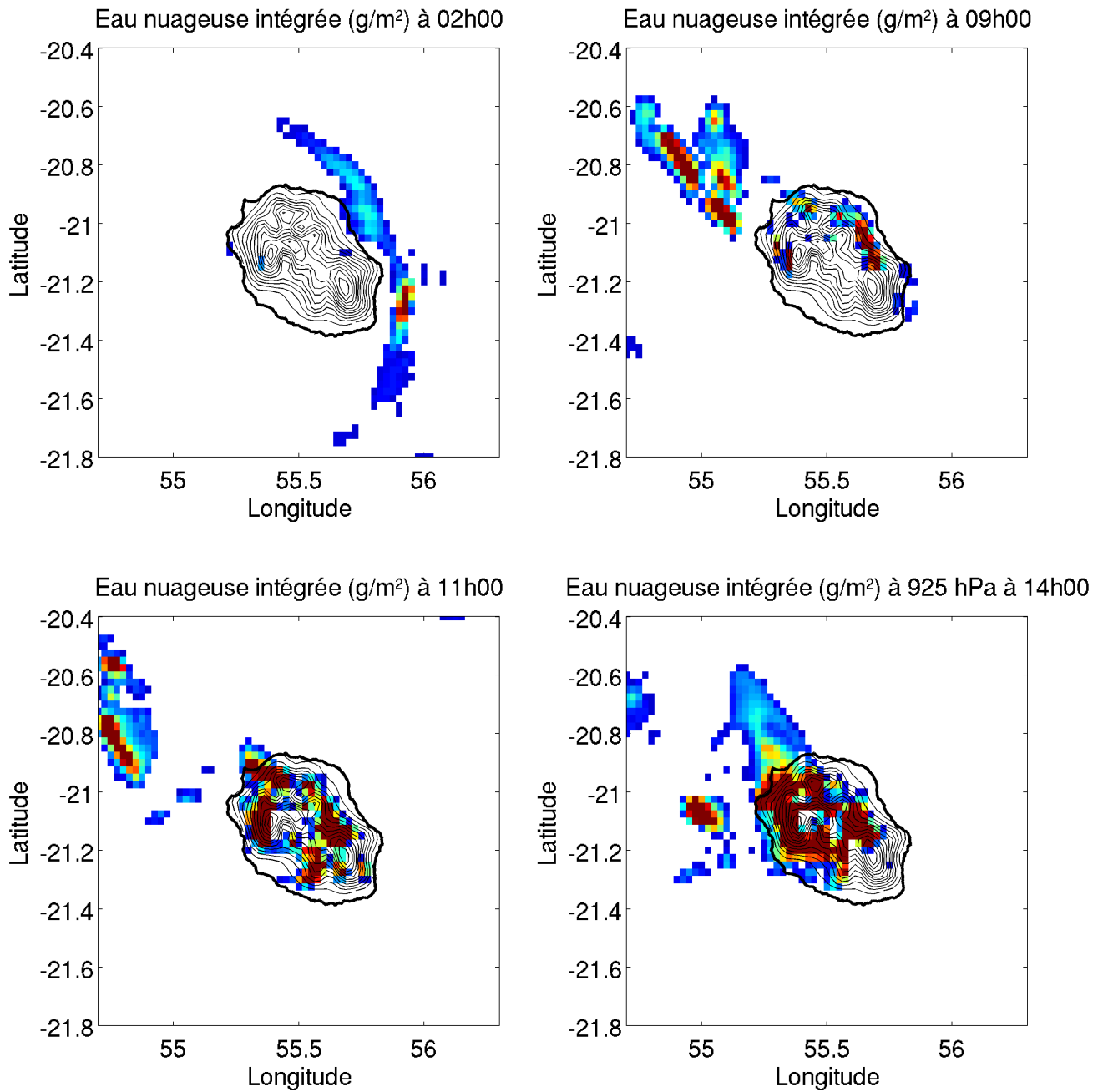


FIGURE 8.16 : Contenu en eau nuageuse intégrée du sol à 3000 m pour la journée du 18/11/2011 à 02h, 09h, 11h et 14h. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

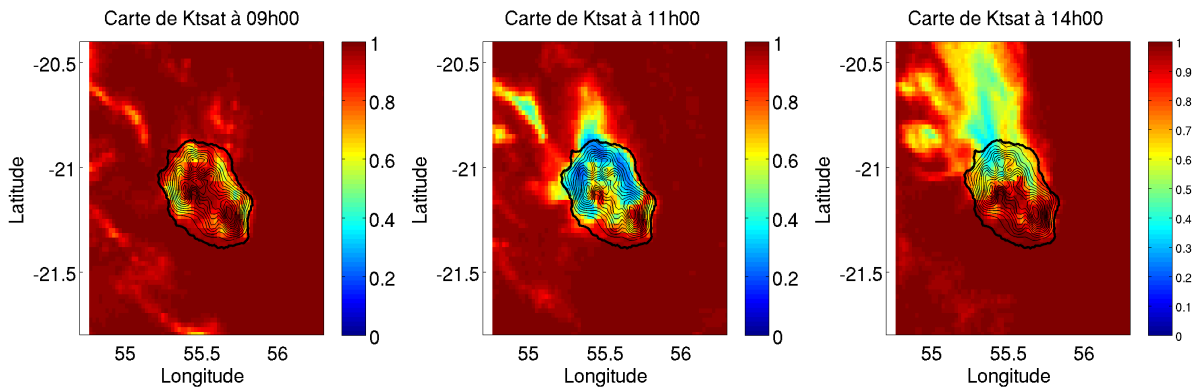


FIGURE 8.17 : Kt_{sat} calculé à partir des données de Meteosat-7 à 09h, 11h et 14h sur la journée du 11/11/2018. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

3 Etude de cas sur la formation des nuages sur un cycle diurne à partir des prévisions d'AROME : le 07/01/2012

Le deuxième cas est la journée du 07/01/2012. C'est un cas d'étalement sur la partie Nord-Nord-Est de l'île. Ce cas correspond à un scénario d'ennuagement de nuit CM. La principale caractéristique du scénario CM est la présence d'une inversion basse ($H_{inv} < 2000$ m) présentant une inversion de vent importante. Cette journée est présentée dans le tableau 7-3. Les courbes de Kt_{obs} pour ce régime montrent une diminution plus importante du rayonnement l'après-midi sur les stations de la côte Nord (Gillot et Saint-Benoît) que pour les régimes CB et CF. La côte Ouest reste quant à elle claire durant la journée.

3.1 Evolution diurne de la dynamique

Sur cette journée, les conditions météorologiques synoptiques varient par rapport au cas d'étude du 18/11/2011. Les profils verticaux de la vitesse et de la direction du vent synoptique montrent un minimum de vitesse de vent à 850 hPa très marqué avec une vitesse autour de 2 m/s et un cisaillement de vent important entre des vents de Sud-Est en surface et de Sud-Ouest en altitude. Le profil vertical d'humidité relative présente un fort gradient positif à cette altitude. L'inversion des alizés sur cette journée est assez basse à 850 hPa et forte.

Le champ de vent horizontal moyen journalier et la température potentielle moyenne journalière à 950 hPa sont présentés sur la figure 8.18.a. La figure 8.18.b présente la vitesse verticale moyenne journalière à 925 hPa. Les zones grisées correspondent aux zones de soulèvement de la couche limite en moyenne sur la journée. Le contournement et l'accélération des vents sur les côtes Nord et Sud par effet Venturi sont bien représentés en moyenne à 14 m/s au Sud et 11 m/s au Nord. Le forçage dynamique de l'île produit un vent de retour d'environ 3 m/s dans la zone sous le vent de l'île (Fig. 8.18.a). Les côtes Nord et Sud de l'île présentent un maximum de température qui correspond à un réchauffement adiabatiques dû à l'abaissement de la couche d'alizé ([Lesouëf *et al.*, 2013] et [Yang et Chen, 2003]). Des mouvements verticaux importants sont trouvés sur la côte au vent de l'île (0,3 m/s) associés au soulèvement de la couche limite. Des vitesses verticales importantes sont également

trouvées en aval de l'île accompagnées du soulèvement de la couche limite atmosphérique sur une bande (Fig. 8.18).

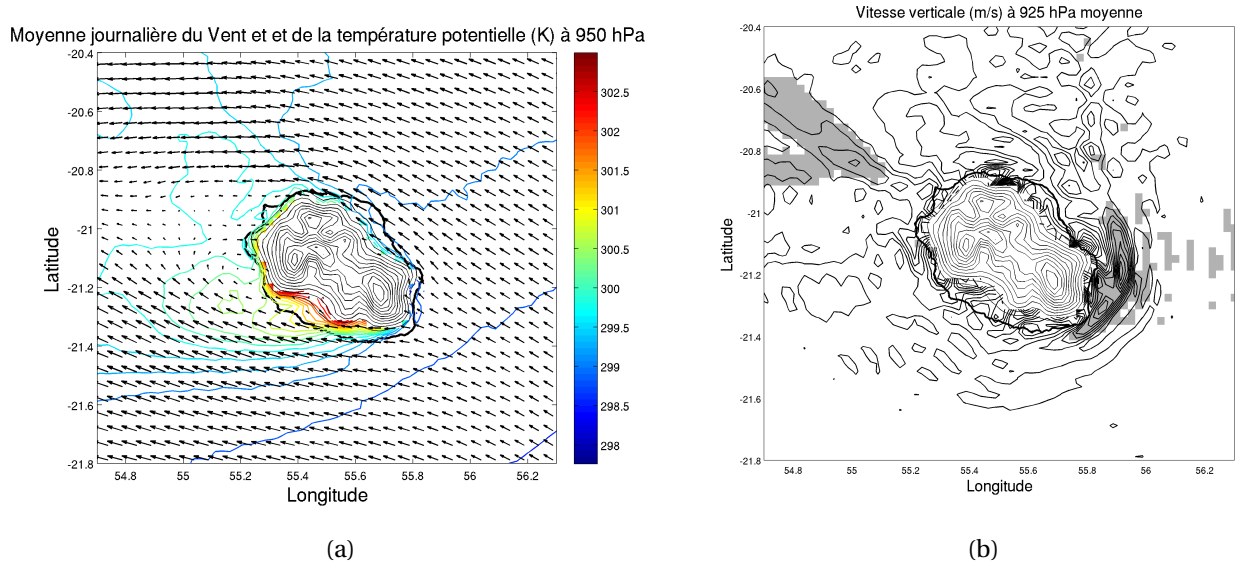


FIGURE 8.18 : (a) Champ du vent horizontal moyen sur la journée et de la température potentielle (K) moyenne à 950 hPa, (b) Vitesse verticale moyenne sur la journée à 925 hPa représentée par les contours noirs de 0,025 m/s. Les zones grisées correspondent aux zones de soulèvement de la couche limite atmosphérique en moyenne sur la journée : Le 07/01/2012. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

Les schémas des vents horizontaux restent assez semblable entre le jour et la nuit (Fig 8.19). La figure 8.19.b présente le champ de vent horizontal à 925 hPa à 04h et 14h et la figure 8.19.a présente la vitesse verticale à 950 hPa à 04h et 14h. Les zones grisées correspondent au zone de soulèvement positif de la couche limite atmosphérique par rapport à sa moyenne journalière.

Durant la nuit, les brises de terre et les vents catabatiques sont observés sur les pentes et les côtes tout autour de l'île et se développent sur la mer. De la même manière que précédemment, des zones de convergence se créent :

- (1) dans la zone au vent entre les catabatiques, les brises de terre et l'alizé ;
- (2) dans la zone sous le vent entre les catabatiques et les brises de terre et le vent de retour d'Ouest.

Ces convergences de vent vont induire des mouvements verticaux positifs et un soulèvement de la couche limite, en aval de la côte Ouest sur une dizaine de kilomètres et en amont de l'île sur la côte Est (Fig. 8.19.b à 02h).

Dans la zone sous le vent, durant la journée, la circulation de brises de mer et de vent anabatiques est dans le même sens que les vents de retour d'Ouest et crée un mouvement d'abaissement de la couche limite en moyenne dans le sillage (Fig. 8.19.b à 11h et 14h). Durant l'après-midi, une ligne de convergence se développe au centre du sillage à la convergence entre les vents de retour d'ouest formés d'une part sur le haut et d'autre part sur le bas

du sillage. Cette ligne de convergence s'étend sur 50 km au Nord-Ouest de l'île sur la mer. Elle présente des vitesses verticales de $w = 0,2$ m/s très fortes (Fig. 8.19.b) émanant de la côte Ouest vers Le Port. La vitesse horizontale sur la ligne de convergence est assez faible (1-2 m/s à 950 hPa). Elle est accompagnée d'un soulèvement de la couche limite.

Dans la zone au vent de l'île, le blocage en amont de l'île crée un soulèvement de la couche limite durant toute la journée et la nuit. Durant la nuit une ligne de convergence se développe entre les brises de terre et les alizés. On note la présence de vitesses verticales toute la journée. Elles sont plus intenses la nuit ($w = 0,5$ m/s) que le jour ($w = 0,3$ m/s).

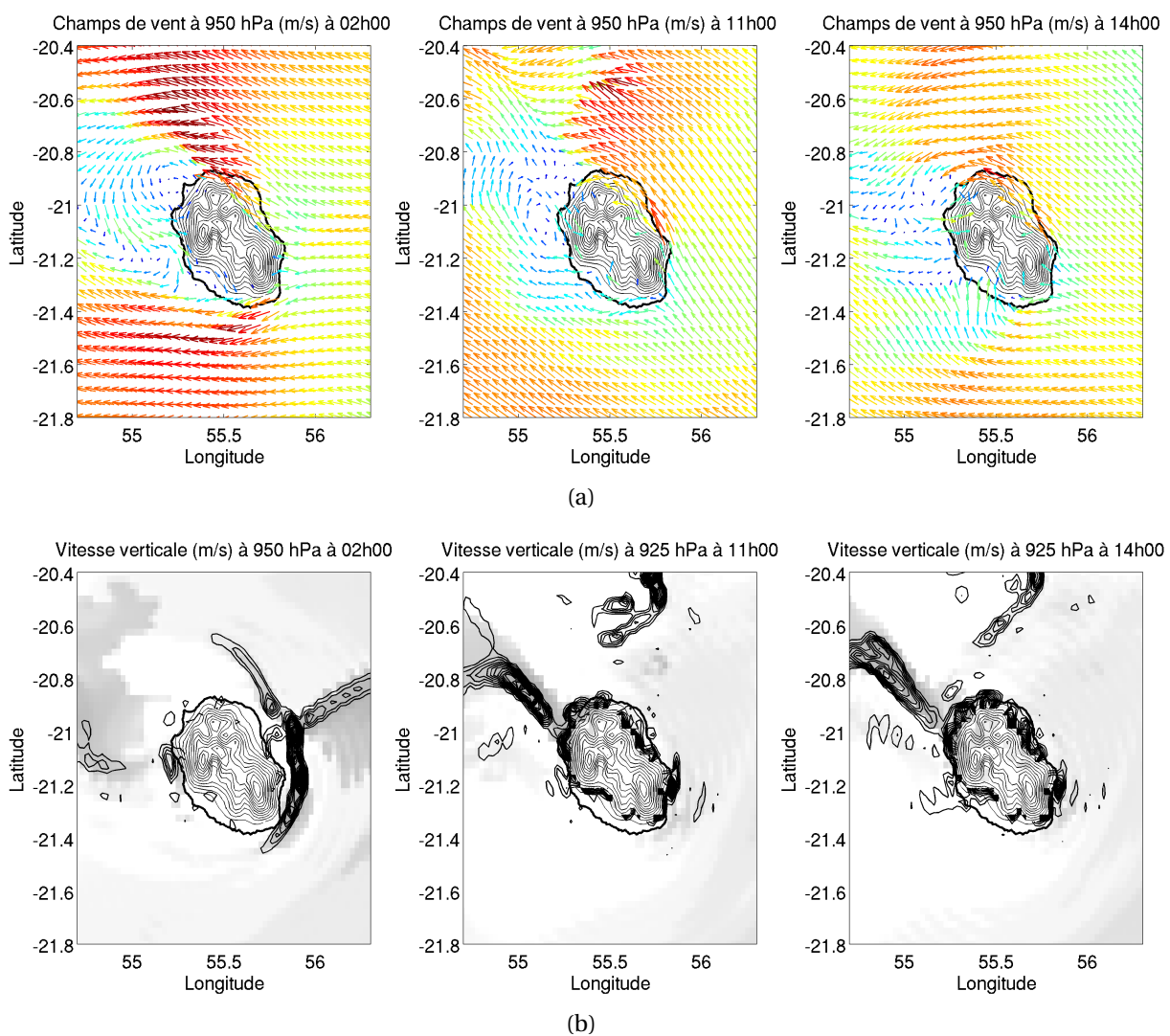


FIGURE 8.19 : (a) Champ du vent horizontal à 950 hPa à 02h, 11h et 14h0 et (b) vitesse verticale du vent à 925 hPa représentée par les contours noirs de 0,025 m/s et soulèvement de la couche limite atmosphérique positif en gris à 02h, 11h et 14h pour le 07/01/2012. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

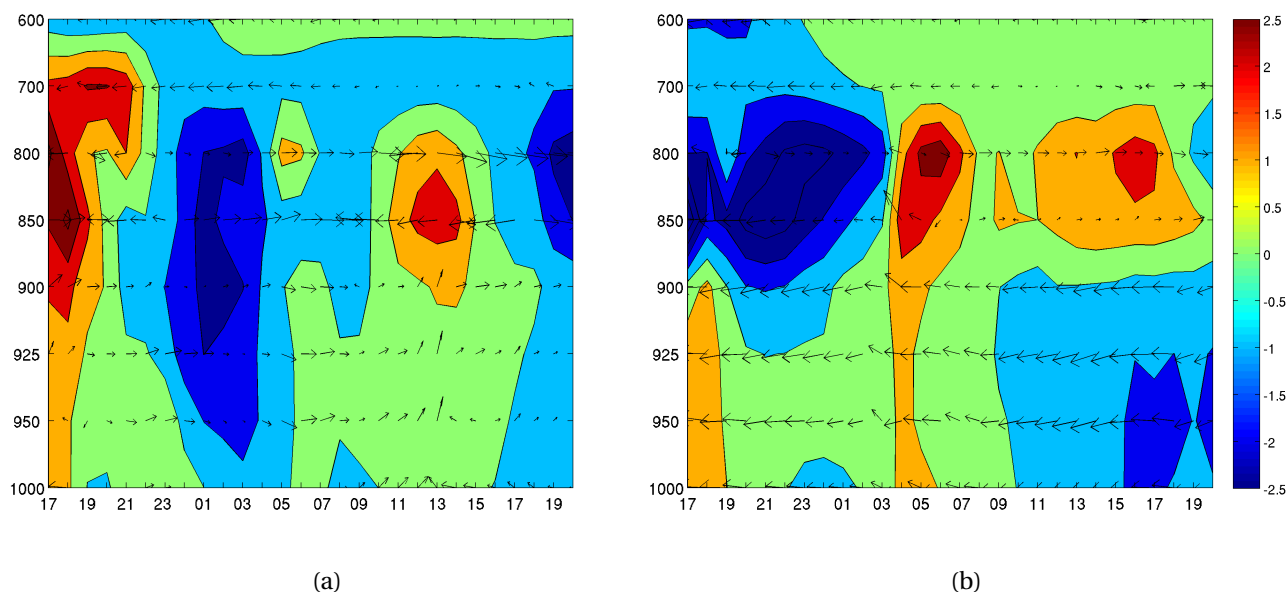


FIGURE 8.20 : Evolution diurne de l'humidité spécifique représentée par l'anomalie horaire par rapport à la moyenne journalière (g/kg) et du champ de vent total (a) sur la mer en face de la station du Port au point O, (b) sur la mer en face de Saint-Benoît au point E (Fig. 7.3) pour le 07/01/2012.

3.2 Evolution diurne de l'humidité et des nuages

La figure 8.20 présente l'évolution sur la journée du profil vertical du vent horizontal et du profil vertical d'anomalie de l'humidité spécifique de 1000 hPa à 600 hPa sur (a) le point O au large des côtes Ouest à l'Ouest et (b) au large des côtes Est. Les profils présentent des similitudes et des différences par rapport au cas du 18/11/2011 (Fig. 7.3).

Zone sous le vent

Dans la partie sous le vent de l'île, la présence du vent de retour d'Ouest est trouvée sur une couche assez profonde du sol jusqu'à 900 hPa. Ce résultat est cohérent avec celui obtenu par [Lesouëf *et al.*, 2013]). Cette couche est caractérisée par des vents faibles durant la journée et la nuit. Contrairement au cas précédent, au-dessus de cette couche, des vents d'Ouest prévalent au-dessus de 850 hPa. A la hauteur d'inversion, les vents sont dans la direction de l'alizé durant la journée et sont d'Ouest durant la nuit. Durant la journée, la formation d'une bande de convergence en aval est observée avec des mouvements verticaux importants ($w = 0,1$ m/s) et un apport d'humidité important entre 850 hPa et 800 hPa (+ 2 g/kg par rapport à la moyenne journalière).

La figure 8.21 présente le champ de vent à 850 hPa à 02h, 11h et 14h. L'intensité du vent à cette altitude est en moyenne de 5 m/s et ne varie pas beaucoup entre la nuit et le jour contrairement au cas du 18/11/2011.

Sur la côte Ouest, durant la journée (nuit) les vents à la hauteur d'inversion sont des vents correspondant principalement à la composante entre la branche supérieure de retour de la cellule de circulation de la brise de mer (terre) et le vent synoptique accéléré sur le bord

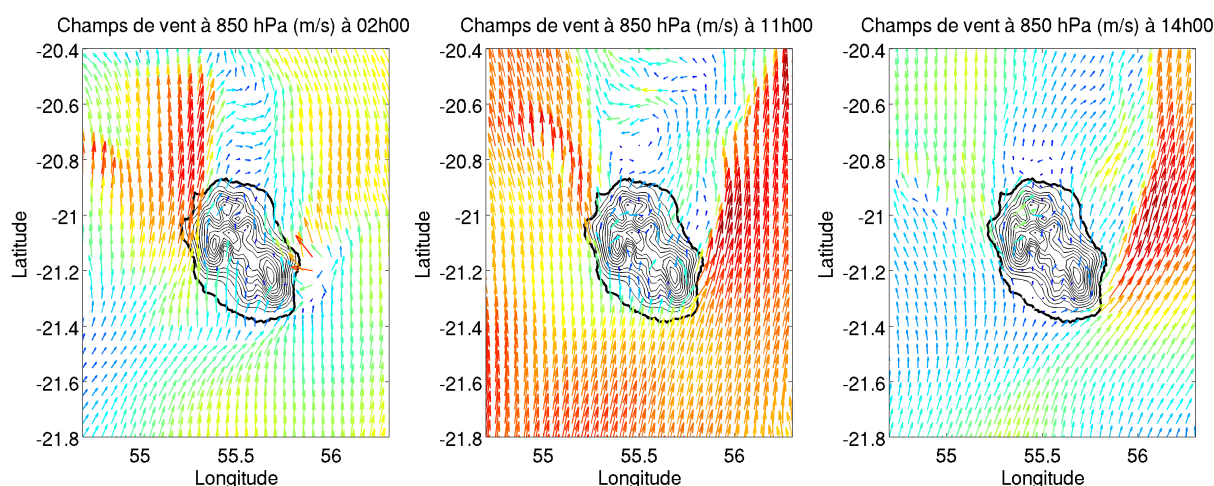


FIGURE 8.21 : Champ de vent horizontal à 850 hPa à 02h, 11h et 14h pour le 07/01/2012. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

Ouest à 850 hPa.

Zone au vent

Sur la partie au vent de l'île (Fig. 8.20.b), les vents catabatiques se développent sur les pentes et les brises de terre sur les côtes au vent de l'île et vont converger avec les alizés. Il en résulte une augmentation d'humidité spécifique en altitude (du sol à 850 hPa de + 2g/kg) jusqu'à la hauteur d'inversion en deuxième partie de nuit vers 01h.

Sur la côte Nord, durant la nuit, les vents en altitude à la hauteur d'inversion dans la zone de sillage sont inversés entre la nuit et le jour (Fig. 8.21). Durant la nuit les vents dans la zone de sillage sont de Nord-Est. Ils sont dans le sens de la branche supérieure de la cellule de brise de terre.

Durant la journée, les vents à 850 hPa à la hauteur d'inversion dans la zone de sillage sont de Sud-Est (Fig. 8.21). Ils sont dans le sens de la branche supérieure de la cellule de brise de mer et dans le sens de l'alizé à cette altitude.

Durant la journée (Fig. 8.20.b), le chauffage des pentes s'intensifie et les nuages se développent avec la mise en place des anabatiques au-dessus des côtes et des pentes de la station de Saint-Benoît à cause du transport d'humidité sur les pentes. L'augmentation de l'humidité sur les pentes est advectée sur la mer par les vents d'Est sur une couche allant de 850 hPa à 800 hPa. L'humidité spécifique dans cette couche atteint un maximum à 14h à 850 hPa et à 800 hPa, supérieure de 1,5 g/kg à la valeur d'humidité moyenne sur la journée.

En fin de journée, lorsque les brises de terre et les vents catabatiques se mettent en place, il n'y a plus d'apport d'humidité en altitude, le panache d'humidité va se résorber durant la première partie de la nuit. Au cours de la nuit, la zone de convergence en surface en amont de l'île devient plus intense et les mouvements verticaux vont ramener des masses d'airs humide jusqu'à la hauteur d'inversion. Le panache d'humidité sera de nouveau alimenté en deuxième partie de nuit. En début de matinée, la disparition de la convergence va stopper

l'apport d'humidité entre 07h et 09h en altitude (Fig. 8.20.b). Avec la mise en place de la convection, l'humidité spécifique va de nouveau augmenter au-dessus de la mer à la hauteur d'inversion.

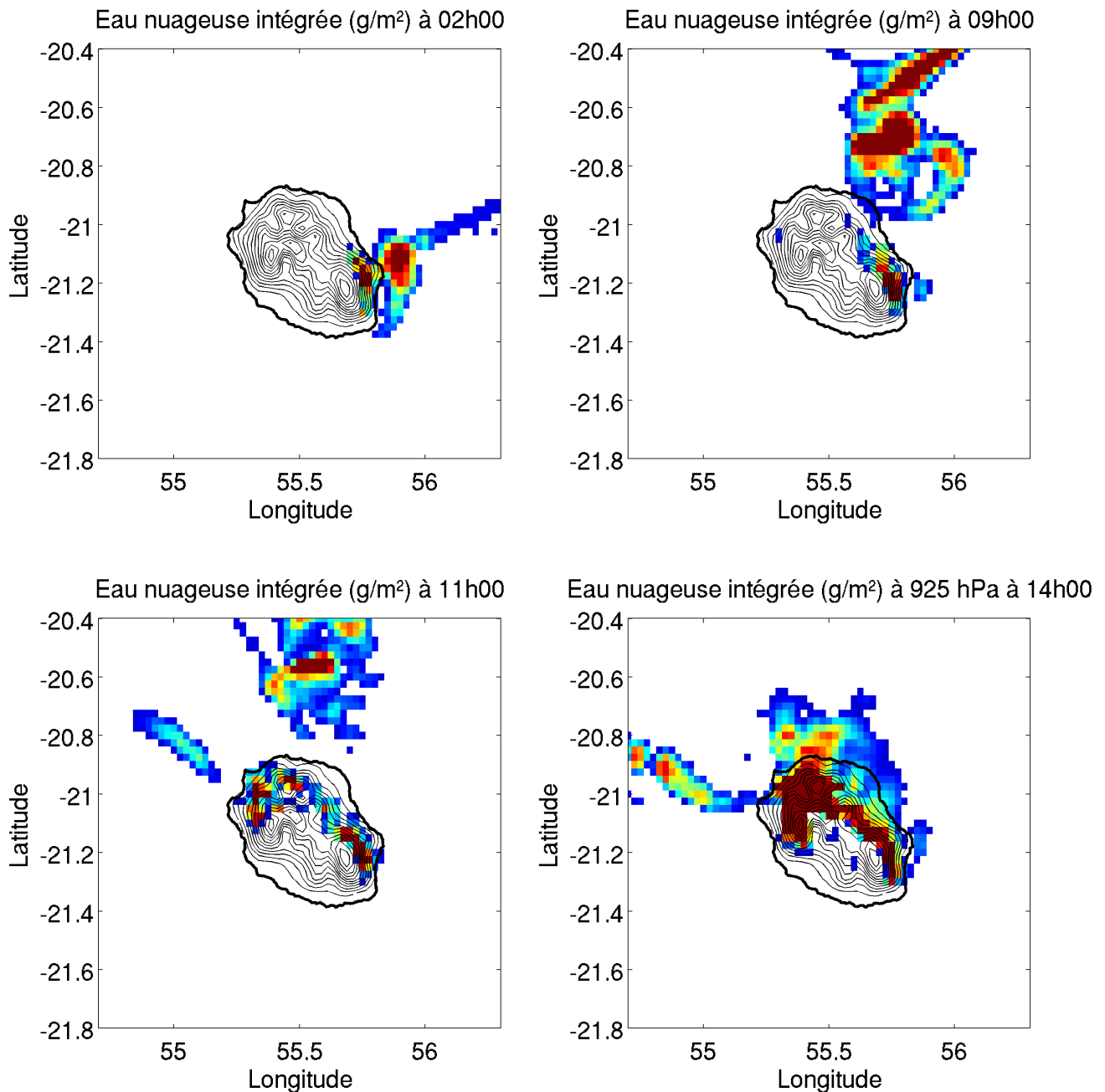


FIGURE 8.22 : Contenu en eau nuageuse intégrée du sol à 3000 m pour la journée du 07/01/2012 à 02h, 09h, 11h et 14h. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

La figure 8.22 présente le contenu en eau nuageuse intégré à 02h, 09h, 11h et 14h. La fi-

gure 8.23 présente le Kt_{sat} à 02h, 09h, 11h et 14h. Dans la zone sous le vent, durant la nuit, le soulèvement des masses d'air depuis la surface en altitude sur la zone de convergence correspond souvent à une formation de nuages. La formation de nuages n'est pas simulée par le modèle (Fig. 8.22.a à 02h) mais elle est visible sur les images satellite en Kt_{sat} pour cette journée (Fig. 8.23). Sur la partie au vent de l'île, l'ennuagement sur la zone de convergence a été traitée dans le chapitre 6. Les nuages formés vont être ramenés sur les pentes Nord-Est par les vents de retour dans la zone sous le vent d'altitude.

Dans la zone sous le vent durant la journée, une bande fine de nuage mais assez importante ($Q_{eint}=1 \text{ g/m}^2$ au maximum) se développe sur la mer sur la ligne de convergence (Fig 8.19.c et Fig.8.22 à 11h et 14h). La même bande de nuages est observée à partir des données satellite Meteosat7 (Fig. 8.23 à 11h et 14h). En début de matinée, les nuages sont présents en premier lieu sur les pentes Est-Nord-Est à cause de l'advection sur les pentes en fin de nuit des nuages formés en amont de l'île (Fig. 8.22 à 09h). Les nuages se forment à partir de 09h sur les pentes Ouest de l'île en plus faible quantité dans le modèle AROME que sur les images satellite (Fig. 8.23 et 8.22).

Sur la partie au vent de l'île, les nuages formés durant la nuit sur la côte Nord et ramenés sur les pentes par le vent de retour à 850 hPa restent en partie sur les pentes, ils sont en partie advectés par les vents à 850 hPa sur la mer vers le Nord (Fig. 8.22 à 09h et 11h et Fig. 8.21 à 11h).

En début d'après-midi, un panache de nuages se développe sur la côte Nord et sur la mer avec un contenu en eau nuageuse qui décroît entre les pentes et l'extrémité du panache au Nord ($Q_{eint} = 1,5 \text{ g/m}^2$ sur les pentes et $Q_{eint} = 0,6 \text{ g/m}^2$ sur le bord du panache). L'advection des nuages au large simulés par le modèle est cohérente avec ce qui est observé par Meteosat-7 (Fig. 8.23). Cette formation de panache sur le Nord de l'île n'est associée à aucun mouvement vertical, ni à aucun soulèvement de couche limite atmosphérique. Ces observations laissent penser que la formation du panache est due uniquement à l'advection de l'humidité en altitude depuis les pentes Nord-Nord-Est au-dessus de la mer.

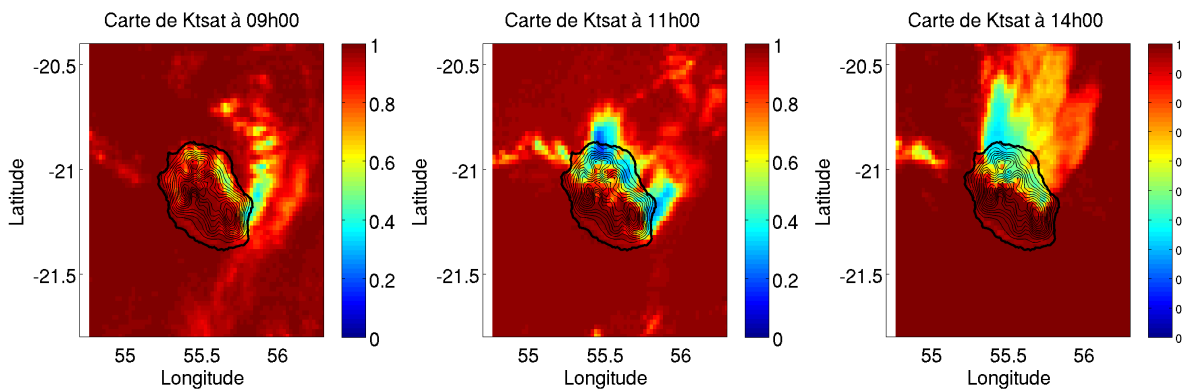


FIGURE 8.23 : Kt_{sat} calculé à partir des données de Meteosat-7 à 09h, 11h et 14h sur la journée du 07/01/2012. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

4 Variabilité de l'ennuagement durant la journée : effet de la hauteur d'inversion et de la vitesse du vent des alizés

4.1 Effet de la hauteur de l'inversion des alizés sur l'ennuagement

Dans cette section nous présentons une étude préliminaire sur la sensibilité de l'ennuagement à la hauteur d'inversion. L'échelle de variabilité verticale de la hauteur d'inversion (entre 1500 m et 4000 m) en fait une limite importante à prendre en compte pour les processus de formation et d'étalement des nuages puisqu'elle va agir comme une barrière thermodynamique sur les processus de convection des basses couches de l'atmosphère. Elle résulte de l'interaction entre la subsidence à grande échelle de l'air à partir des niveaux supérieurs et de la convection dans les basses couches. Elle marque la transition entre un niveau inférieur qui est la couche d'alizés constituée par des vents d'Est et de l'air humide et un niveau supérieur qui est constitué par des vents d'Ouest, secs et chauds.

Nous avons vu dans le chapitre 7 que le cisaillement de vent, une des principales caractéristiques de la hauteur d'inversion, avait un effet important sur la formation des courants locaux, notamment avec la formation d'une zone de sillage à l'altitude d'inversion des alizés. Cet effet de cisaillement de vent a une influence importante sur la formation des nuages la nuit. Dans le chapitre 7, nous avons classifié les cas d'études notamment en fonction du cisaillement de vent vertical à 850 hPa avec une différence variant de 110° à 50° entre 1000 hPa et 850 hPa en fonction de la direction du vent synoptique. Afin de faire une étude plus statistique et plus fine de la hauteur d'inversion et de l'influence sur l'ennuagement, nous avons calculé la hauteur d'inversion en fonction de plusieurs critères.

Les critères d'indentification de l'inversion s'appuient sur les travaux de [Cao *et al.*, 2007] et [Lesouëf, 2010]. La forte stabilité (repérée par un fort gradient de température potentielle), la diminution rapide de l'humidité spécifique (marquant la transition entre les basses couches humides et la troposphère libre sèche) et la rotation du vent (séparant les vents de secteur Est dans les basses couches et de secteur Ouest dans la troposphère libre) sont différents indices pour identifier la hauteur de l'inversion des alizés (cf. partie I, chapitre 2). Les critères ont été définis de la manière suivante :

- (1) la hauteur d'inversion est limitée à une échelle spatiale allant de 950 hPa à 600 hPa ;
- (2) la hauteur d'inversion correspond au niveau d'altitude du modèle présentant une vitesse du vent minimale. Sur le profil de 950 hPa à 600 hPa, on cherche les niveaux présentant la plus petite vitesse de vent ;
- (3) la hauteur d'inversion correspond au niveau d'altitude du modèle présentant un cisaillement important de vent. Sur le profil de 950 hPa à 600 hPa, on cherche les bornes supérieures et inférieures du modèle présentant le changement de direction le plus important entre un vent de Nord-Est à Sud-Est (alizés) et un vent de Sud-Ouest à Nord-Ouest ;
- (4) la hauteur d'inversion est identifiée comme une couche avec un gradient vertical positive, d'humidité relative avec l'altitude. De la même manière nous prenons les deux bornes supérieures et inférieures entre lesquelles a lieu le gradient de température.

Disposant de peu de points sur la verticale, nous avons considéré que l'altitude d'inversion était définie si l'altitude présentait au moins un cisaillement de vent entre les alizés et les vents d'Ouest au-dessus, plus deux autres critères sur les quatre. De plus, nous avons considéré la hauteur d'inversion comme la borne supérieure des altitudes obtenues. Pour les couches présentant de multiples inversions (correspond à 35 % des cas sur l'île d'Hawaï d'après [Cao *et al.*, 2007]), la couche présentant la plus forte baisse de l'humidité relative a été sélectionnée comme la couche d'inversion.

Sur deux ans de réanalyses ERA-Interim pour des vents de surface d'Est (80° et 120°) durant l'hiver (janvier à mars), 15 cas d'inversion de hauteur inférieure ou égale à 2000 m présentant un cisaillement vertical de vent important avec la présence de vent de Sud-Ouest-Ouest au-dessus de 2000 m et 121 cas pour des inversions de hauteur comprise entre 2000 et 3000 m présentant un cisaillement de vent ont été obtenus.

Les figures 8.24, 8.25 et 8.26 montrent les fréquences de Kt_{sat} à 08h, 11h et 14h respectivement pour des hauteurs d'inversions basses ($H_{inv} \leq 2000$ m) et pour des hauteurs d'inversions hautes ($2000 \text{ m} < H_{inv} < 3000$ m). Les hauteurs d'inversion ont été calculées à partir des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF.

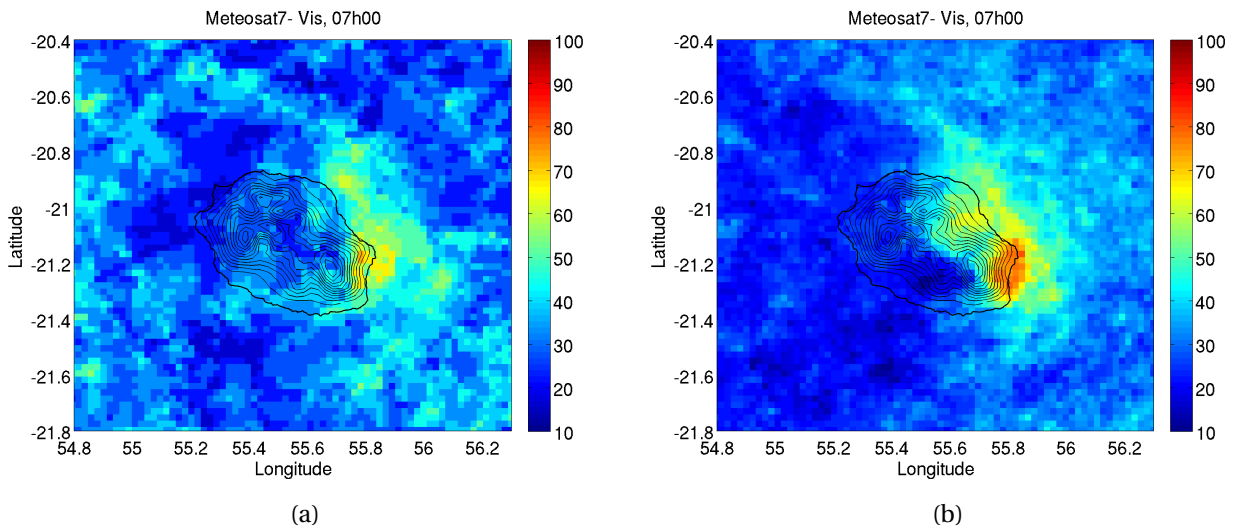


FIGURE 8.24 : Fréquence de Kt_{sat} à 08h (a) pour des hauteurs d'inversions basses ($H_{inv} \leq 2000$ m), (b) pour des hauteurs d'inversion hautes ($2000 \text{ m} < H_{inv} < 3000$ m). Les hauteurs d'inversion ont été calculées à partir des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

Les résultats préliminaires montrent une forte variation de l'ennuagement en fonction de la hauteur d'inversion. Pour des hauteurs d'inversion basses l'ennuagement le matin est moins fréquent sur la côte au vent de l'île que pour des hauteurs d'inversion hautes (55 % contre 70 %).

A 11h (Fig. 8.25) pour des hauteurs d'inversion basses, l'ennuagement est plus fréquent sur le Nord et l'Est (dans la zone de sillage du vent d'altitude) que sur le reste de l'île (95 % contre 80 % en moyenne sur l'île). Ces résultats sont cohérents avec les résultats trouvés dans la partie 8.1. On remarque également que la côte Sud est presque toujours claire. Il est possible que la présence d'un vent d'Ouest, bien en dessous du sommet de l'île à la

hauteur d'inversion, déplace les nuages formés sur les pentes Sud vers le Nord de l'île. On remarque en effet que les sommets sont plus nuageux que dans le cas d'une hauteur d'inversion haute alors que la hauteur d'inversion est basse. A 11h pour des cas présentant des hauteurs d'inversion hautes, la fréquence d'ennuagement la plus élevée est trouvée sur la partie sous le vent de l'île et sur la partie au vent, c'est-à-dire à l'Ouest (90 %) et à l'Est (80 %). Les côtes Nord et Sud restent beaucoup plus claires (50 %). Ces résultats sont cohérents avec les résultats trouvés dans la partie 8.1. Les côtes parallèles au vent sont moins propices au développement des nuages à cause de l'accélération des vents sur ces côtes qui d'une part modifie la direction des vents thermiques sur les pentes et les côtes et d'autre part déplacent les masses d'air humides en aval de l'île.

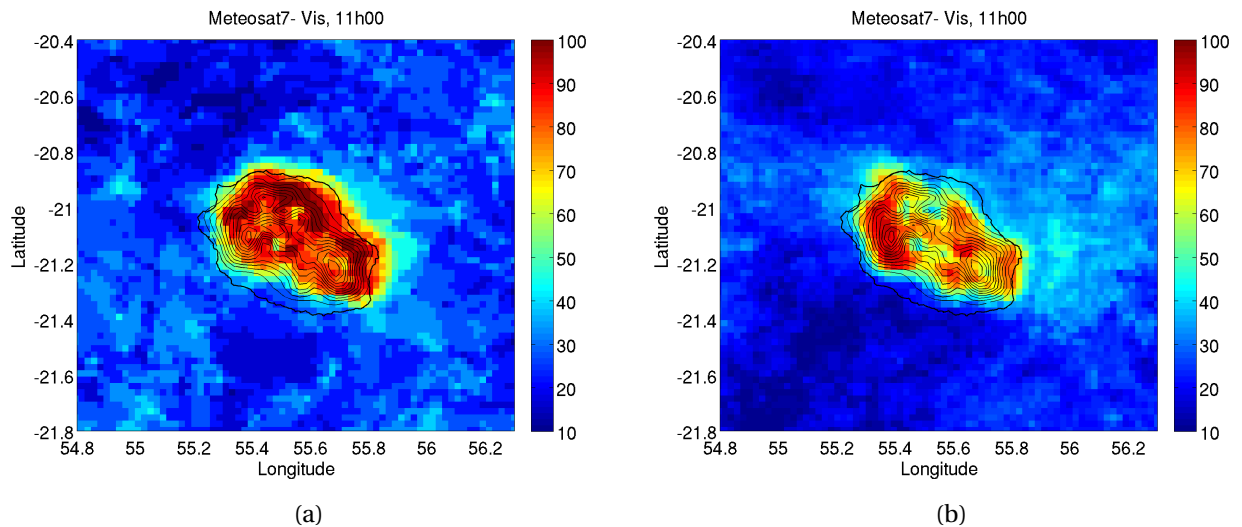


FIGURE 8.25 : Fréquence de Kt_{sat} à 11h (a) pour des hauteurs d'inversions basses ($H_{inv} \leq 2000$ m), (b) pour des hauteurs d'inversion hautes ($2000 \text{ m} < H_{inv} < 3000$ m) Les hauteurs d'inversion ont été calculées à partir des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

A 14h (Fig. 8.26), l'étalement des nuages est très différent selon la hauteur d'inversion des cas. La formation d'étalement sur la côte Nord, Nord-Est et Est est clairement discriminée par la hauteur d'inversion. Les cas avec une hauteur d'inversion en dessous des sommets de l'île correspondent au cas CM. L'étalement au Nord est très fréquent jusqu'à 80 %. Les étalements sur des grandes distances (environ 50 km) sont moins fréquents (45 % contre 65 %) que les étalements plus courts (environ 20 km). Dans le cas d'inversion haute, au-dessus des sommets de l'île, on note la présence d'un étalement sur l'Ouest de l'île dans 60 % des cas. La variabilité de l'étalement dans ce cas sera étudiée dans la section suivante.

La hauteur d'inversion caractérisée par un fort cisaillement de vent est très représentative des étalements sur la partie au vent de l'île. Par la suite, il serait intéressant de regarder la variabilité des étalements sur la côte Nord en fonction de :

- l'intensité des vents synoptiques de surface ;
- la variation de l'altitude de la hauteur d'inversion entre 900 hPa et 800 hPa ;
- l'intensité de la hauteur d'inversion des alizés notamment pour les cas où la hauteur d'inversion est basse mais ne présente pas de cisaillement de vents forts.

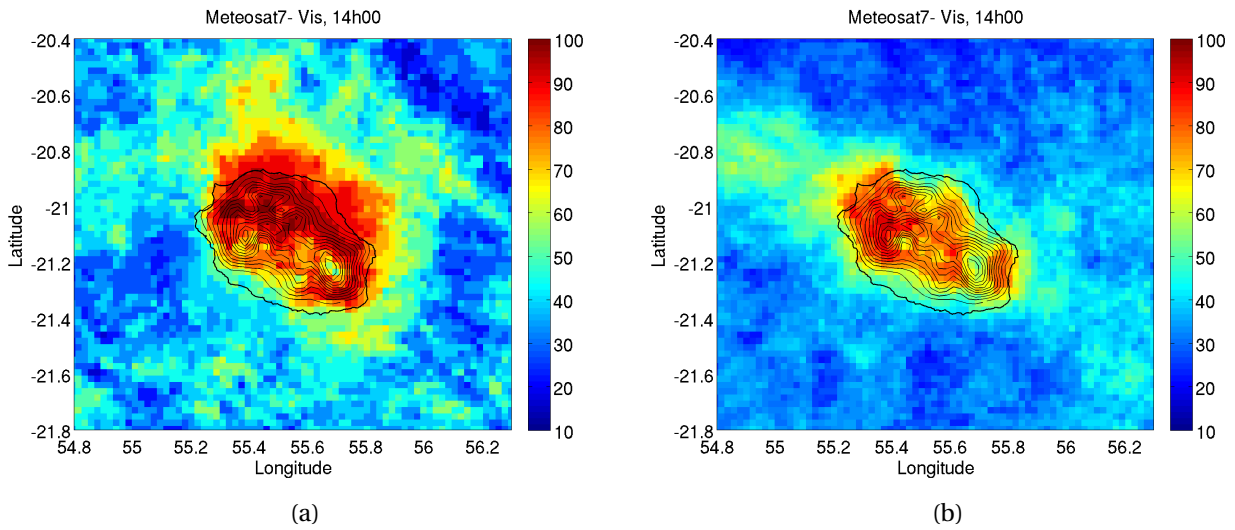


FIGURE 8.26 : Fréquence de Kt_{sat} à 14h00 (a) pour des hauteurs d'inversions basses ($H_{inv} \leq 2000$ m), (b) pour des hauteurs d'inversion hautes ($2000 \text{ m} < H_{inv} < 3000$ m). Les hauteurs d'inversion ont été calculées à partir des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

4.2 Effet de la vitesse du vent sur l'étalement

Dans cette section, nous étudions comment les scénarios d'ennuagement sont influencés par la variabilité de la vitesse du vent synoptique. Nous avons effectué une classification de deux années de données Meteosat7 (08/2011-08/2013) en séparant les journées de vents synoptiques faibles, moyens, forts et très forts. Nous avons utilisé deux ans de réanalyses ERA-Interim en utilisant la vitesse à 1000 hPa et à 900 hPa sur le pixel de l'île (domaine ERA dans la figure 6.1) moyenné sur la journée.

Une journée de vent synoptique faible est définie lorsque la vitesse du vent sur une couche de 1000 hPa à 850 hPa est inférieure à 4 m/s. Pour les autres cas, nous délimitons la direction du vent de 80° à 120° . Pour ces directions de vent, une journée de vent synoptique moyen est définie lorsque la vitesse du vent synoptique est comprise entre 5 m/s et 7 m/s, une journée de vent synoptique fort est définie lorsque la vitesse du vent est comprise entre 8 m/s et 10 m/s et enfin une journée de vent synoptique très fort est définie lorsque la vitesse du vent est supérieure à 10 m/s et de direction similaire aux autres cas.

La section précédente a montré que la hauteur d'inversion par rapport à l'altitude du relief de l'île était un facteur important dans la variabilité de la couverture nuageuse au-dessus de l'île de la Réunion. Dans cette étude, nous sélectionnons des cas avec une hauteur d'inversion moyenne sur la journée fixe comprise entre 2500 m et 3000 m afin de minimiser l'effet de la hauteur d'inversion.

Avec cette classification nous obtenons 12 jours de vents faibles, 12 jours de vents moyens, 25 jours de vents forts et 11 jours de vents très forts pour les mois d'été 2012 et 2013 (janvier/fevrier/mars). Les figures 8.27, 8.28 et 8.29 présentent la fréquence de nuages pour Meteosat7 ($Kt_{sat} < 0,9$) pour les différentes classes de vents à 07h, 11h et 14h respectivement.

Le matin à 07h, sur les pentes aux vents, l'ennuagement est plus fréquent dans le cas de vents forts que de vents moyens notamment sur les pentes à l'Est de l'île (70 % en moyenne contre 45 %). On voit également clairement que la forme n'est pas similaire. Pour des vents

moyens, les nuages sont localisés sur les côtes et un peu sur la mer à faible distance des côtes. Pour des vents forts, les nuages sont situés sur les pentes, les côtes et, en plus faible quantité, sur une large superficie de mer en amont. Pour des vents très forts, la fréquence des nuages est encore plus élevée notamment sur les pentes au Nord-Est de l'île. Dans les cas de vents faibles, les nuages ne sont pas présents en tout début de matinée. La zone de convergence sur la zone au vent de l'île n'est pas suffisamment intense pour voir la formation de bandes de nuages.

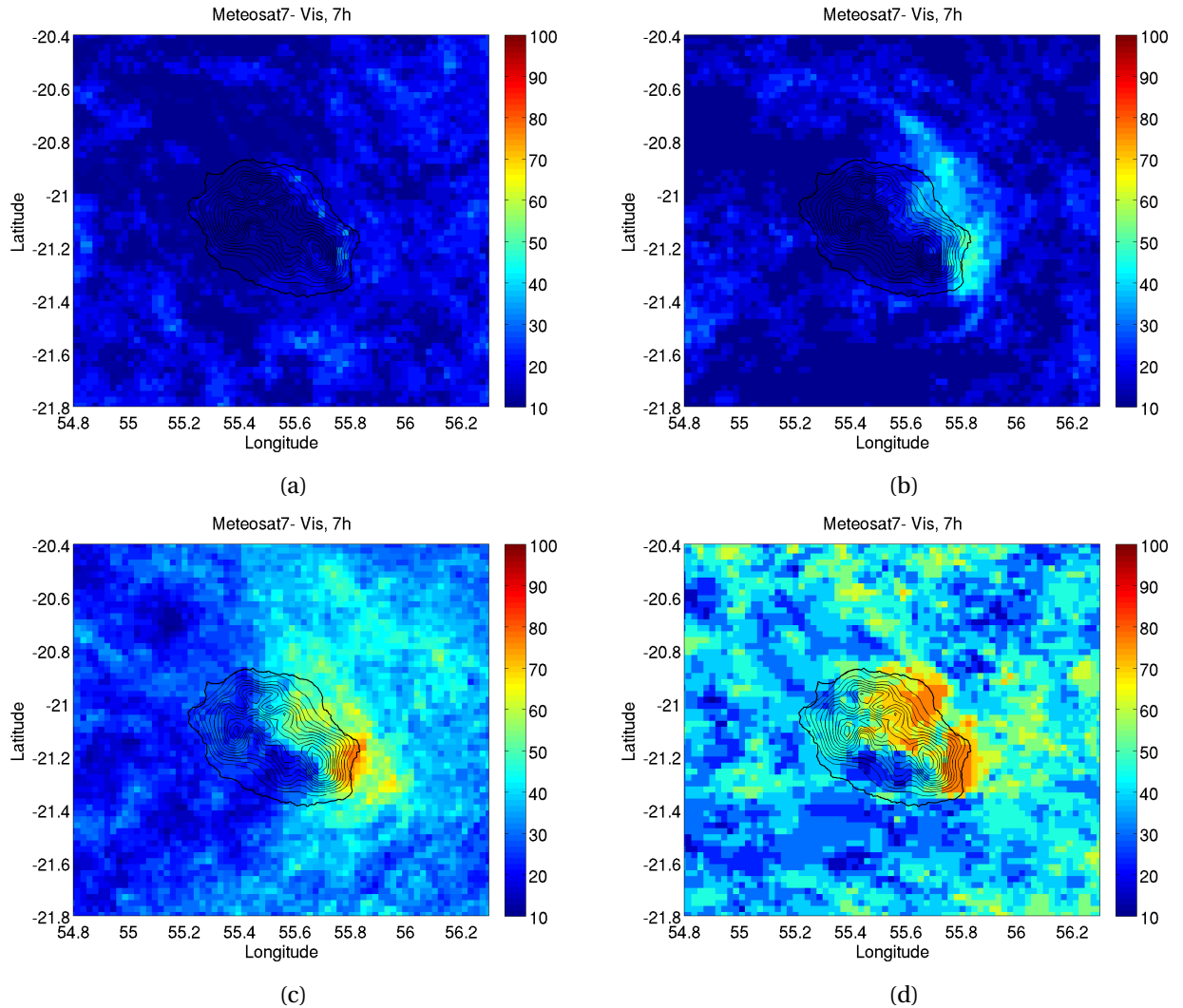
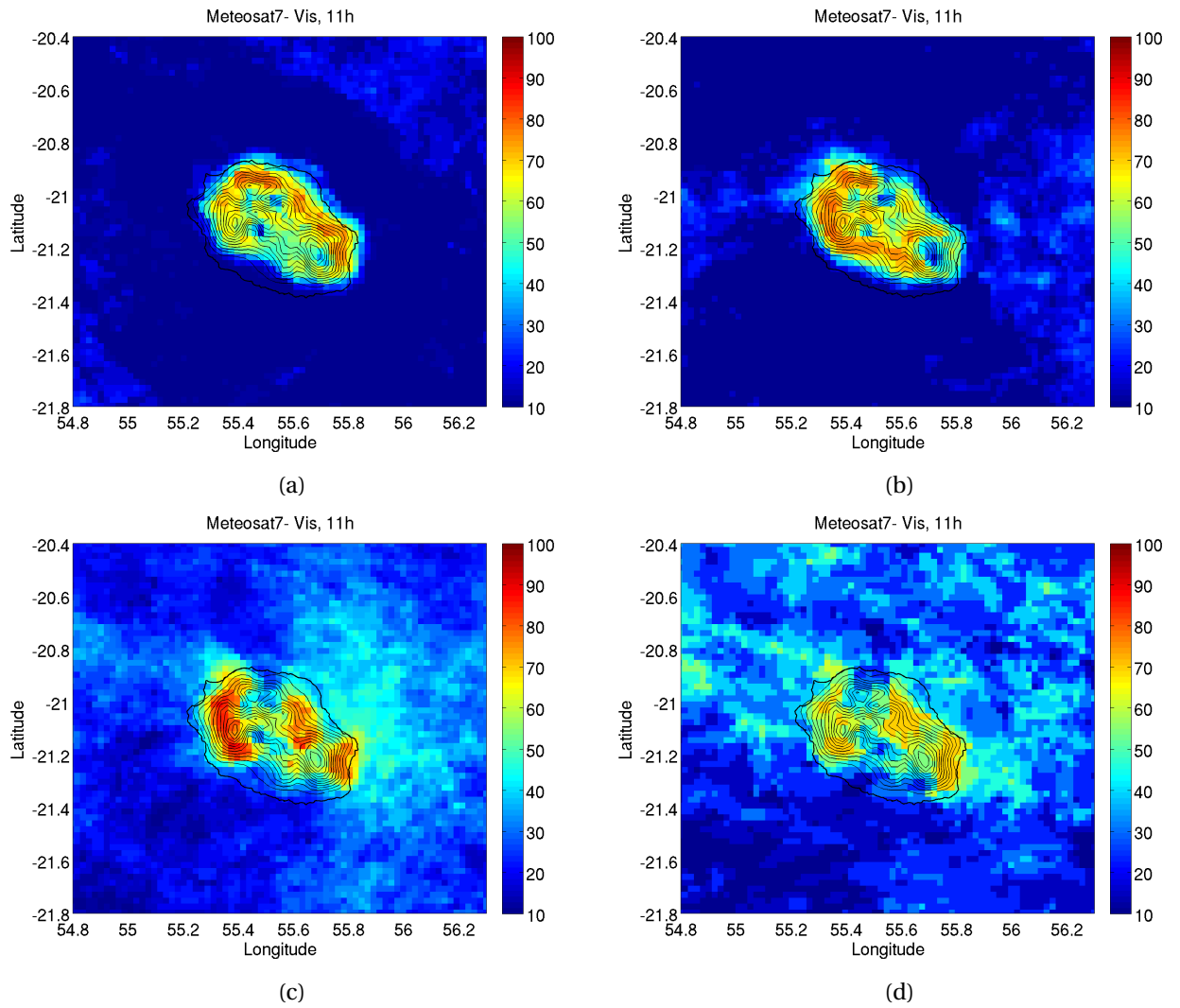


FIGURE 8.27 : Fréquence de Kt_{sat} à 07h pour (a) des vitesses de vents synoptiques faibles ($v < 4$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa), (b) des vitesses de vents synoptiques moyens ($5 \text{ m/s} \leq v < 7$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa), (c) des vitesses de vents synoptiques forts ($8 \leq v < 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa) et (d) des vitesses de vents synoptiques très forts ($v > 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa). Les vitesses sont prises à partir des réanalyses ERA-Interim. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

Durant la journée, l'île présente des schémas d'ennuagement différents dans chacun des cas. Dans l'après midi, les nuages s'étalent sur la mer en direction de l'Ouest. Ils s'étendent

moins loin dans les cas de vents moyens que dans les cas de vents forts. Pour des vents faibles, les nuages se développent de manière radiale autour de l'île avec une direction préférentielle sur la côte Ouest-Nord-Ouest. Pour les cas de vents très forts, l'étalement sur l'Ouest n'existe plus. Cela peut s'expliquer par une trop forte turbulence qui aura plutôt tendance à dissiper les nuages.



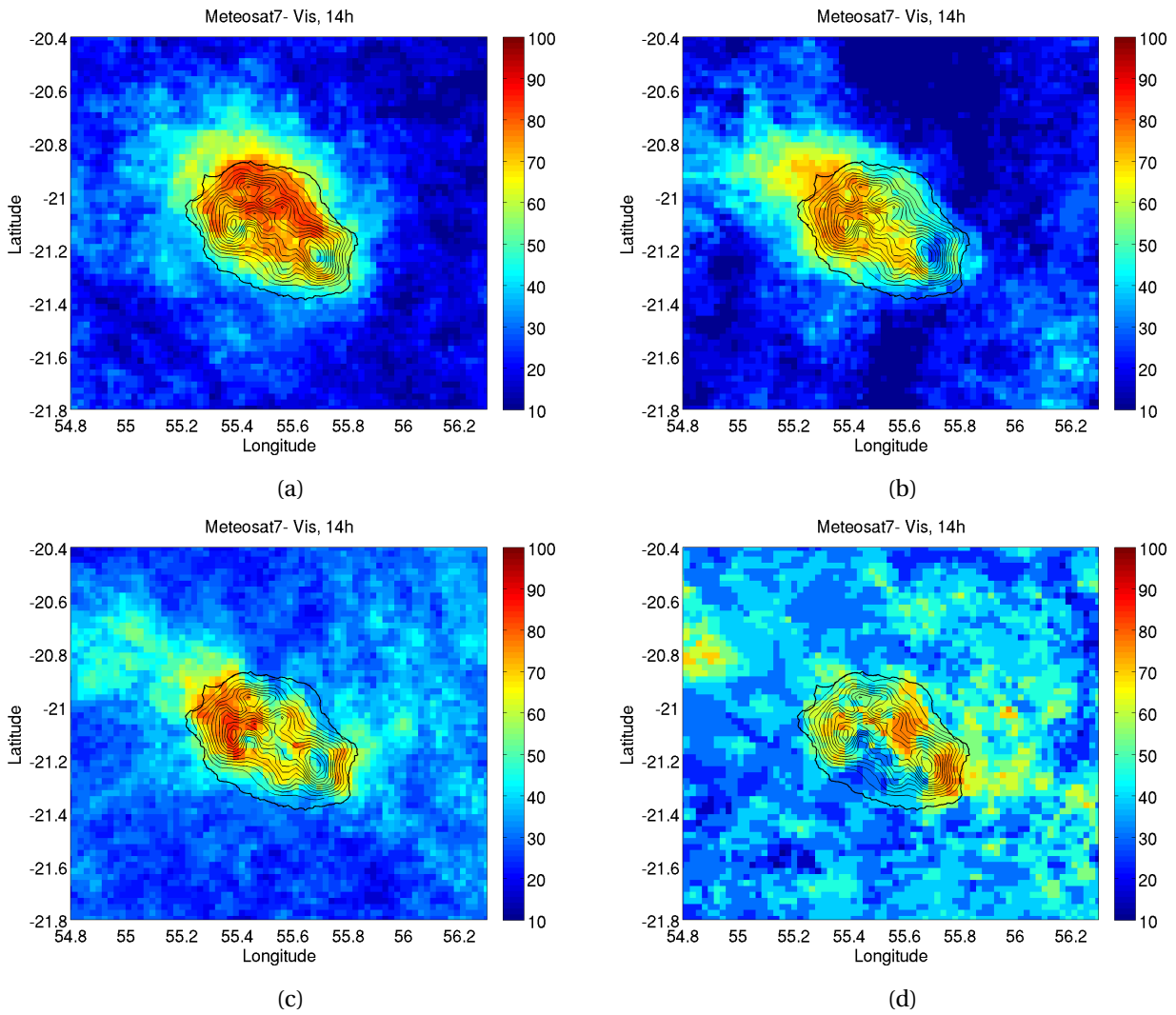


FIGURE 8.29 : Fréquence de Kt_{sat} à 14h00 pour (a) des vitesses de vents synoptiques faibles ($v < 4$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa), (b) des vitesses de vents synoptiques moyens ($5 \text{ m/s} \leq v < 7$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa) et (c) des vitesses de vents synoptiques forts ($8 \leq v < 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa) et (d) des vitesses de vents synoptiques très forts ($v > 10$ m/s à 1000 hPa et de même à 900 hPa). Les vitesses sont prises à partir des réanalyses ERA-Interim. La topographie est représentée par un contour avec un intervalle de 250 m.

5 Synthèse

Les régimes d'ennuagement définis la nuit CB (Cloud Band), CM (Cloud Mass), CS (Cloud Slope) et CF (Cloud Free) ont été utilisés afin de voir s'ils permettaient d'obtenir une information sur l'évolution du rayonnement solaire en début de matinée voire sur la journée.

Dans le chapitre 8, nous sommes repartis des paramètres prédictifs de l'ennuagement de nuit définis dans le chapitre 7. Les paramètres qui ont été identifiés comme prédictifs sont :

(1) la vitesse du vent synoptique et (2) la hauteur de la couche limite : ils sont caractéristiques de l'intensité du blocage en amont de l'île. Ils vont déterminer le scénario dynamique dans lequel se place une journée ;

(3) le cisaillement de vent dans les basses couches entre le sol et jusqu'à 2000 m. Le cisaillement de vent en dessous de la hauteur de l'île est caractéristique d'une hauteur d'inversion basse et forte qui coiffe les processus thermodynamiques en dessous ;

(4) la LCL. Elle caractérise la masse d'air en termes d'humidité et de température.

En utilisant deux ans de réanalyses ERA-Interim d'ECMWF (08/2011 à 08/2013), nous avons effectué une classification à partir des paramètres prédictifs sur deux ans de données observées sur les stations météorologiques sol de Météo-France. Les scénarios ont été définis de la manière suivante.

Le régime de nuit CF (Cloud Free) correspond au régime sans formation de nuage la nuit. Il a été séparé des autres en imposant un seuil sur la différence entre la CLAM et la LCL. Les journées présentant une différence inférieure à 200 m sont classées en CF. Ensuite, les jours restants ont été divisés à partir du profil vertical de vent. Les journées présentant un profil de vent cisailant fort entre 1000 hPa et une altitude comprise entre 900 hPa et 850 hPa sont classées dans le régime CM (Cloud Mass). Il correspond au régime où l'inversion des alizés est basse durant la nuit. Le critère de cisaillement du vent varie selon la direction du vent synoptique. Par exemple pour des vents synoptiques de Nord-Est, les jours considérés comme des cas CM sont ceux présentant une différence de plus de 110° entre le sol et la hauteur considérée. Le reste des journées a été divisé à partir de la vitesse du vent à 1000 hPa. Pour des vitesses de vent comprises entre 5 m/s et 8 m/s, les journées sont définies dans le scénario CB (Cloud Band) et pour des vitesses de vents supérieures ou égales à 9 m/s, les journées sont classées dans le scénario CS (Cloud Slope).

Nous avons obtenu en tout 38 cas de CF, 149 cas de CB, 132 cas de CS et 56 cas de CM répartis sur les directions de vent synoptique de Nord-Est (40° à 80°), Est (80° à 120°), Sud-Est (120° à 150°) et Sud (150° à 200°). Les résultats de l'étude statistique sur l'influence des scénarios d'ennuagement de nuit sur l'ennuagement de jour ont montré les conclusions suivantes.

Conclusion sur l'ennuagement en début de matinée

(1) Le Kt au vent pour le scénario CS est deux à trois fois inférieur au Kt des scénarios CB et CF.

(2) Le Kt au vent pour le scénario CM montre le matin une forte variabilité entre 0,6 et 1.

(3) Le Kt pour le régime CF reste proche de 1 (clair) quelle que soit la direction du vent synoptique et donc le positionnement de la zone au vent, sous le vent de l'île.

(4) Le Kt sur les côtes parallèles est en moyenne plus proche de 1 que sur les autres cas.

(5) Le Kt sur la zone sous le vent, sur Le Port et Etang-Salé présente une forte variabilité le matin.

Conclusion sur l'ennuagement l'après-midi

(1) Le Kt au vent pour le scénario CS reste faible toute la journée avec une valeur moyenne de 0,4 et une variabilité allant de 0,2 à 0,7 pour des vents de Nord-Est et de 0,8 à 0,4 pour des vents d'Est.

(2) Le cycle diurne de Kt pour le scénario CM montre une correspondance importante entre les différentes directions du vent synoptique.

(3) Le Kt pour le régime CS sur les côtes parallèles au vent reste proche de 1 (clair) durant la journée.

(4) Les Kt pour le scénario CF et CB présentent une chute de Kt dans l'après-midi qui est à peu près concordante pour les deux scénarios et qui varie de 12h à 15h.

La direction des alizés par rapport aux vents catabatiques a une influence sur l'ennuagement de journée. Le critère basé sur le cisaillement de vent détermine la présence ou non de vent d'Ouest à la hauteur d'inversion des alizés.

L'ennuagement important durant l'après-midi pour les cas de CF peut s'expliquer par le fait que la classification est essentiellement basée sur la hauteur du niveau de condensation et sur une vitesse de vent faible, qui sont des facteurs limitants pour la formation de nuages de nuit, mais qui ont une importance moindre durant la journée à cause de l'augmentation du chauffage et de la convection. De plus, dans cette étude l'intensité des brises thermiques n'a pas été prise en compte.

Nous avons mis au point une méthode de discrimination de l'ennuagement en début de matinée basée sur la formation de scénarios de nuit en fonction de paramètres prédictifs. Les trois domaines (les domaines entre S, y_1 et y_2 dans la figure 7.26) définis dans le chapitre 7 ont été appliqués avec succès sur deux ans de données observées au sol. Cette étude a permis de mettre en évidence l'impact des régimes dynamiques définis par un nombre de Froude et un M sur l'ennuagement en début de journée notamment, mais également pour certains scénarios (CM et CS) sur tout le cycle diurne.

Dans une deuxième étude, nous avons cherché à expliquer certaines observations obtenues à partir des cycles diurnes de Kt : (1) les chutes de Kt observées l'après-midi sur la partie au vent de l'île pour les scénarios CM ; (2) les Kt faibles en début de matinée dans la zone sous le vent ; (3) la chute de Kt en début d'après-midi sur Le-Port et Etang-Salé pour les scénarios CB et CF.

Nous avons utilisé les prévisions du modèle AROME sur deux journées présentant un ennuagement contrasté afin de comprendre le cycle diurne des nuages et notamment les étalements de nuages observés sur la côte Ouest d'une part et sur la côte Nord-Est d'autre part.

Cycle diurne de l'humidité sur la côte sous le vent

La figure 8.30 est une représentation schématique de l'évolution de l'humidité, des vents et des nuages dans la zone sous le vent, typiquement la côte Ouest pour des vents synoptiques d'Est pour la nuit et pour la journée.

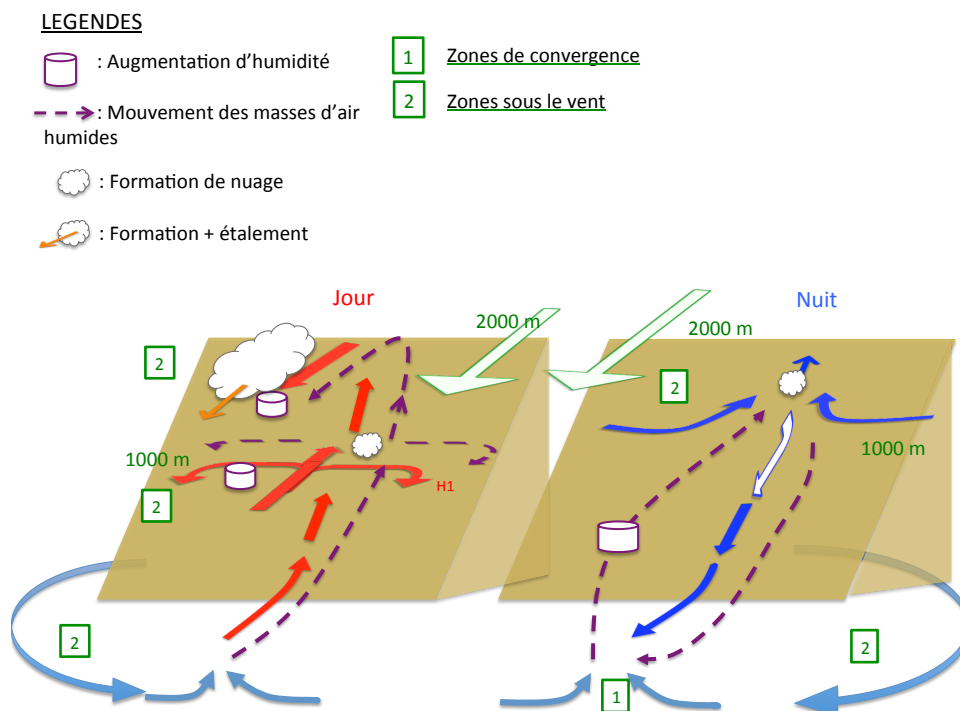


FIGURE 8.30 : Schéma conceptuel du transport d'humidité sur la partie sous le vent de l'île de la Réunion pour un cas présentant une hauteur d'inversion haute sans cisaillement de vent entre la surface et 2000 m.

Durant la journée, le cycle diurne d'humidité est influencé par différents processus :

- (1) la mise en place des vents anabatiques et des brises de mer sur les pentes et côtes dans la zone de sillage ;
- (2) la présence du vent de retour d'Ouest formé par le forçage de l'île sur le flux en amont sur une couche allant du sol à 900 hPa ;
- (3) la présence d'un cisaillement de vent entre les vents de retour en dessous de 900 hPa et les alizés au-dessus.

Ces trois paramètres transportent l'humidité tout en la contraignant dans la couche en dessous de la hauteur d'inversion des alizés.

Les deux premiers processus s'additionnent et se renforcent durant la journée. Ils vont permettre d'amener les masses d'air humides du sol sur les pentes. L'humidité va d'une part être transportée dans la zone de recirculation jusqu'à 900 hPa et d'autre part va être amenée plus en hauteur jusqu'à l'interface entre les vents de retour et les alizés (à 850 hPa sur le cas du 18/11/2011). A cette interface, l'humidité va être transportée sur la mer, formant un "panache" par la présence de vents d'Est. Ces vents ont des vitesses de l'ordre de 3 m/s durant la journée du 18/11/2011, bien inférieures à la vitesse du vent synoptique à cette altitude

(environ 6 m/s). Cela s'applique aussi aux nuages lorsqu'il y a saturation. Ils vont être étalés sur la mer en direction de l'Ouest.

Durant la nuit, les écoulements au sein de la zone de sillage vont se modifier par rapport à la journée à cause de l'arrêt de la convection. L'évolution de l'humidité durant la nuit sera alors influencée par un autre processus, en plus de la présence du vent de retour dans les basses couches et du vent d'alizés au-dessus : la mise en place de la cellule de brise de terre et de vents catabatiques.

A la hauteur d'inversion à 850 hPa pour le 18/11/2012, la circulation de la cellule de brise se fait en sens opposé au vent d'alizés au-dessus. La vitesse de vent à cette altitude est plus faible que durant la journée ($v = 1$ m/s). Les vents catabatiques vont déplacer l'humidité du panache, formée en altitude durant la journée, jusqu'à la surface.

A l'inverse de la journée, les vents de retour d'Ouest et les brises de terre vont converger en surface sur une faible épaisseur en dessous de 250 m. Cette zone de convergence présente des vitesses verticales positives mais faibles ($w = 0,1$ m/s) qui vont amener de l'humidité sur une épaisseur n'excédant pas 950 hPa depuis la surface. Sur cette zone de convergence, on observe dans certains cas la formation de nuages.

En début de matinée, l'augmentation de l'humidité sur cette zone va être amenée sur les pentes dès la mise en place des vents anabatiques et des brises de mer. Le panache en altitude d'humidité va être alors réalimenté.

La hauteur de l'obstacle par rapport à la couche d'alizés détermine le régime de circulation dans la zone sous le vent. La circulation au sein du sillage va à son tour déterminer la formation des nuages dans la zone sous le vent. Ainsi, les paramètres grandes échelles sont importants à prendre en compte dans la détermination de scénarios de développement nuageux. La dépendance du régime d'écoulement de la formation des nuages est illustrée dans l'article de [Yang *et al.*, 2008] où ils montrent pour des îles de petites tailles des formations de bandes de nuages dans le sillage dues à l'advection d'air chaud et de la formation d'une convergence de surface. Dans le cas de l'île de la Réunion, les nuages sont advectés au-dessus de la mer depuis les pentes à l'Ouest située dans la zone sous le vent. Les nuages sont advectés par des vents d'Est situés entre les vents de retour en-dessous et la hauteur d'inversion au-dessus. La production de nuages locale est faible.

Cycle diurne de l'humidité sur la côte au vent

La figure 8.31 est une représentation schématique de l'évolution de l'humidité, des vents et des nuages dans la zone au vent de l'île dans un cas présentant une hauteur d'inversion basse avec un cisaillement en dessus de 2000 m. C'est le cas typiquement de la côte Est pour des vents synoptiques d'Est en surface et des vents synoptiques d'Ouest à la hauteur d'inversion.

Le cycle diurne d'humidité dans le cas d'un scénario CM est influencé de la même manière que précédemment par :

- (1) la cellule de brises de mer et de vents anabatiques en surface durant la journée et par la cellule de brises de terre et de vents catabatiques durant la nuit ;
- (2) l'interaction avec le vent synoptique en amont de l'île ;
- (3) la zone de sillage en altitude qui se superpose à la zone au vent de surface.

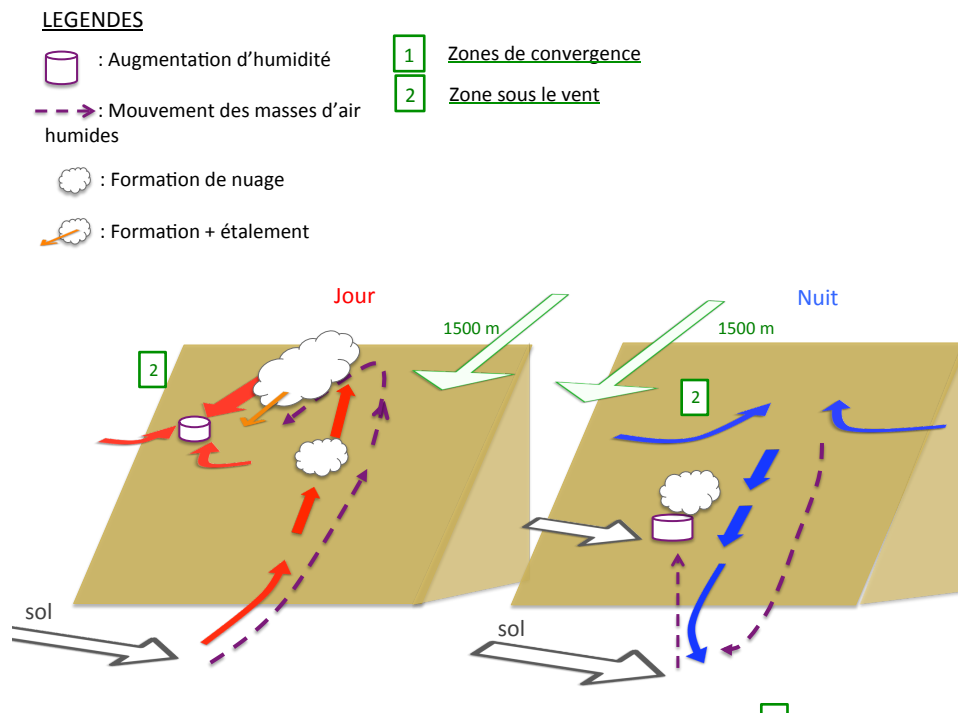


FIGURE 8.31 : Schéma conceptuel du transport d'humidité sur la partie au vent de l'île de la Réunion dans un cas avec une hauteur d'inversion basse et un cisaillement de vent fort entre la surface et 2000 m.

Le chapitre 7 a traité de l'ennuagement de nuit sur la partie au vent de l'île. La convergence de surface entre les catabatiques et les brises de terre et le vent synoptique crée une zone de convergence beaucoup plus forte que celle créée dans la zone de sillage. Les vitesses verticales sont variables selon la force du blocage mais elles peuvent être élevées. Pour le cas du 07/01/2012, la vitesse verticale est de l'ordre de 0,3 m/s.

La circulation dans la zone de sillage la nuit est influencée par la convergence de surface et par la cellule de brises de terre et des catabatiques sur les pentes. Les vents dans le sillage d'altitude sont advectés sur les pentes durant la nuit.

L'humidité est déplacée en altitude sur cette zone de convergence. Elle est ensuite ramenée sur les pentes par des vents de retour de la zone de sillage d'altitude durant la nuit.

Durant la journée, le transport d'humidité est influencé par les mêmes paramètres. Le chauffage induit une circulation de brises de mer et de vents anabatiques sur les pentes en dessous de la hauteur d'inversion des alizés. Leur direction et leur intensité vont être influencées par la direction et l'intensité des alizés. La circulation dans la zone de sillage d'altitude durant la journée est influencée par la cellule de brise. La direction de vent dans le sillage sera alors dans le même sens que le vent d'altitude. L'humidité amenée sur les pentes jusqu'à la hauteur d'inversion va être alors déplacée sur la mer en amont de l'île. De la même manière que dans le cas du 18/11/2011, à la fin de la journée, l'apport d'humidité en altitude va cesser avec la mise en place des catabatiques. Néanmoins dans ce cas-là, la présence d'une zone de convergence la nuit en surface fait en sorte que l'apport d'humidité dans la zone de sillage en altitude est toujours présente mais en plus ou moins grande quantité se-

lon les processus mis en jeux.

Dans la dernière partie de ce chapitre, nous avons également mené une étude statistique à l'aide des données Meteosat-7 et des réanalyses ERA-Interim afin de tester si les étalements de nuages montraient une sensibilité aux différents régimes définis dans le chapitre 7 sur l'étude de l'ennuagement de nuit sur la côte au vent. Les différents régimes CB (Cloud Band), CM (Cloud Mass), CS (Cloud Slope) et CF (Cloud Free) ont été définis selon les paramètres de vitesse et de cisaillement du vent synoptique mais également en fonction de la hauteur de la couche limite et/ou de la hauteur d'inversion. Les étalements de nuages montrent une sensibilité à la vitesse du vent pour un même cisaillement de vent et pour des cas de vent d'Est. L'étalement est radial avec une direction privilégiée d'Ouest pour des vitesses faibles ($v < 4$ m/s). Il devient unidirectionnel d'Ouest-Nord-Ouest pour des vents plus forts. L'étalement est plus grand pour des vents forts que des vents moyens. Au-delà de 10 m/s, les étalements disparaissent.

Nous avons pu grâce à ces études de cas effectuées à partir de prévisions du modèle AROME valider dans un premier temps, et décrire dans un second temps l'évolution du cycle diurne autour de l'île de la Réunion. Les résultats montrent que le forçage dynamique et thermique de l'île sont tous deux importants à prendre en compte dans la formation et l'étalement des nuages. Pour des îles aux reliefs plus importants que la couche d'alizés limitée par la hauteur de la couche limite et/ou la hauteur d'inversion ($M > 1$), l'île force le flux amont à se séparer en deux branches contournant de part et d'autre le relief. Ce régime est caractérisé par la formation d'une zone de blocage en amont de l'île et par la formation de vent de retour d'Ouest dans le sillage de l'île. Les effets de l'orographie se manifestent clairement dans le chapitre 8, d'une part sur l'étude de cas et d'autre part sur l'étude climatologique effectuée en fonction des vitesses de vent et de la présence ou non d'une inversion basse des alizés.

IV

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Conclusions

Cette thèse se place dans un contexte important d'intégration d'énergies renouvelables dans les réseaux électriques insulaires. Le projet PEGASE voit le jour en septembre 2011 autour de cette problématique sur l'île de la Réunion. L'intégration des énergies solaires nécessite notamment des moyens de prévision afin d'anticiper la variabilité importante de la ressource solaire à l'échelle de la journée. Pouvoir anticiper des changements brusques de couverture nuageuse le plus tôt possible est essentiel pour optimiser le programme de répartition de la production électrique et améliorer la gestion de moyens de stockage et de lissage de la production (par exemple batteries).

Les travaux présentés dans cette thèse se placent résolument dans cet axe de progression. Ils avaient pour objectifs d'améliorer cette anticipation, en travaillant sur plusieurs aspects : (1) d'une part en évaluant l'apport d'un modèle méso-échelle de prévision numérique du temps dans la représentation des nuages sur l'île de la Réunion et (2) d'autre part en augmentant les connaissances des processus physiques influençant le cycle de vie des nuages. Un des objectifs principaux de la thèse était donc d'apporter des connaissances nouvelles pour permettre de faire progresser les systèmes de prévision d'énergies intermittentes et variables, comme l'énergie solaire, en couplant les connaissances météorologiques des formations de nuages locaux aux méthodes de prévisions basées sur les images satellite par exemple.

Apports des outils d'observation et de prévision

Il était question de savoir si les outils disponibles d'observation et de prévision du temps sont capables de répondre aux problématiques posées. Les différents types de données d'observation et de modélisation ont permis une analyse sur différentes échelles spatiales et temporelles et pour différentes variables.

Les données observées donnent un échantillon de la réalité observée suivant les limitations des instruments et les résolutions permises par leurs définitions techniques. Les outils utilisés durant la thèse sont au nombre de quatre et ont chacun leurs caractéristiques propres.

- Les mesures au sol ont l'avantage d'apporter des données à une fréquence temporelle élevée (1h ou moins selon les jeux de données) et sur une longue période de temps (plus de 10 ans de données disponibles). En contrepartie, ces mesures sont ponctuelles dans l'espace et sont représentatives d'échelles spatiales d'environ 5 km. Au-delà de cette distance, la corrélation entre deux stations au sol sur la Réunion chute fortement. C'est une des caractéristiques des îles tropicales à fort relief. Dans la thèse nous avons utilisé les données des stations météorologiques de Météo-France réparties sur l'île. Nous avons utilisé les données de température à deux mètres, les vents à dix mètres et de rayonnement solaire global au sol. Nous avons utilisé ces données afin de valider les prévisions du modèle AROME des variables thermodynamiques importantes dans la thèse.

- Les satellite offrent quant à eux la couverture géographique maximale. Différents types de satellite existent. En météorologie, pour de la prévision opérationnelle, on utilise généralement des satellite sur des orbites géostationnaires. Ce type de satellite observe toujours la

même face de la planète, permettant un échantillonnage à des fréquences temporelles relativement élevées (de l'ordre de quinze à trente minutes) et continues sur des périodes allant jusqu'à la dizaine d'années. Durant la thèse, nous avons utilisé les données du canal visible de Meteosat-7 (situé au-dessus de l'océan Indien). La réflectance visible est convertie en irradiance solaire au sol à travers une régression qui rend bien compte de l'augmentation de l'irradiance quand la réflectance diminue. Cependant, les variabilités directionnelles du rayonnement solaire (diffusion des nuages) introduit des incertitudes dans la relation réflectance-irradiance. C'est le cas notamment pour des réflectances moyennes (0,4-0,6) correspondant à des nuages fractionnés pour lesquels l'irradiance solaire au sol peut varier entre des valeurs moyennes ($400-600 \text{ W/m}^2$) jusqu'à des valeurs supérieures aux irradiances de ciel clair ($>1100 \text{ W/m}^2$). Cette relation doit donc être améliorée. Les températures de brillance du canal infrarouge de Meteosat-7 montrent peu de contraste entre les pixels clairs et les pixels contenant des nuages de basse altitude au-dessus de l'île. Ces informations n'ont donc pas été utilisées de manière quantitative.

- Les données issues de modèle de prévision ne donnent pas un échantillon de la réalité mais une approximation. Leur utilité, tout autant que les observations, est grande. Elles permettent d'une part de couvrir une aire d'étude importante et de couvrir toutes les échelles spatiales et temporelles. Elles représentent également l'atmosphère dans son ensemble et donne accès à un grand nombre de variables thermodynamiques, alors que les observations sont limitées à quelques paramètres. Pour ces raisons, les modèles de prévision du temps ont une grande utilité comme outils de recherche pour comprendre les phénomènes que l'on souhaite étudier mais également dans la prévision simultanée des différents champs. Ils sont néanmoins limités par le coût de calcul et ne peuvent représenter toutes les échelles atmosphériques en même temps. Dans le cadre de ce travail de thèse, une base de données de quatre ans de prévision numérique du temps par le modèle à air limité AROME a été mise en place.

Validation et évaluation du modèle de prévision numérique AROME

Le premier objectif de la thèse était d'examiner la capacité du modèle AROME à reproduire le cycle de vie des nuages et les différents processus qui l'influencent les écoulements locaux caractéristiques de la dynamique autour d'un relief élevé. Nous avons évalué le modèle AROME sur deux ans de données (08/2011 à 08/2013). L'évaluation du modèle a été effectuée d'une part sur les variables thermodynamiques à l'échelle locale à partir des données des stations météorologiques de Météo-France et à l'échelle synoptique en utilisant les réanalyses ERA-Interim d'ECMWF. D'autre part, l'ennuagement a été évalué à partir des images satellite de Meteosat-7. Les résultats ont montré que la représentation des paramètres synoptiques dans le modèle AROME était satisfaisante. Ils ont montré également que les erreurs sur les paramètres pris au-dessus des surfaces de l'île étaient plus variables, notamment en fonction du paramètre étudié et de la localisation géographique sur l'île. Les résultats des différentes études, tout au long du manuscrit, ont permis de montrer que le modèle représente bien les processus dynamiques et thermiques locaux, comme la formation de brises de mer et de vents de pentes. Cependant la prévision du modèle souffre d'une double pénalité en termes de position et de temps, notamment pour les paramètres caractérisant les nuages.

Principaux résultats

Dans un contexte d'intégration croissante des énergies solaires, la prévision de la ressource et de ses variabilités devient importante. Pour répondre au besoin d'anticipation de variabilité de production sur des horizons temporels courts (de quelques minutes à quelques heures), l'utilisation d'images satellite est apparue comme une évidence (couvertures spatiales et temporelles adaptées). Cependant, leur utilisation pour anticiper des changements du rayonnement solaire (ou de la production photovoltaïque) repose sur des scénarios d'évolution de l'enneuagement pour des horizons futurs à partir d'images observées dans le passé. Ces scénarios doivent être développés.

Le deuxième objectif de la thèse était d'apporter une réponse à la capacité d'expliquer et de prévoir les différents scénarios d'enneuagement observés sur l'île. La problématique de la présence ou non de nuages en tout début de matinée est importante car la réponse permet de développer un programme de gestion des moyens de production d'électricité durant le reste de la journée. Cette problématique posait différentes questions. La première était de comprendre si, à partir de l'enneuagement de nuit, nous pouvions trouver des indicateurs de l'ensoleillement le matin, la deuxième était d'explorer si les indicateurs trouvés étaient prédictifs de l'ensoleillement le matin et durant la journée.

Dans cette optique, les études sur le cycle diurne des nuages ont fait ressortir quatre scénarios d'enneuagement de nuit et cinq paramètres prédictifs. Les paramètres prédictifs sont donc la vitesse du vent et la direction du vent en amont (en surface et à l'altitude où se forment les nuages issus de processus locaux), la hauteur de la couche limite marine en amont, la hauteur du niveau de condensation par soulèvement et la hauteur d'inversion des alizés présentant un fort cisaillement de vent vertical. L'étude de ces scénarios a permis de mettre en évidence les processus clés de formation de nuages la nuit, notamment lors d'une inversion des alizés basse et d'un cisaillement de vent fort, ce qui est un résultat original par rapport la littérature scientifique existante.

L'étude statistique a montré sur deux ans de données (08/2011 à 08/2013) que l'utilisation des paramètres prédictifs de la formation de nuages la nuit étaient également prédictifs de l'enneuagement en matinée d'une part et durant l'après-midi d'autre part. Sur l'île de la Réunion, il est important de noter qu'une moyenne climatologique pourrait faire office de prévision assez fiable du rayonnement solaire au sol car l'enneuagement sur l'île de la Réunion par des processus de convection sur les pentes est quasi-systématique (répétitif d'un jour sur l'autre) mais la variabilité autour de la valeur de rayonnement climatologique est importante.

Les paramètres prédictifs développés au cours de la thèse ont permis de séparer certains scénarios d'enneuagement diurne du scénario d'enneuagement défini par la climatologie. De plus des variabilités très faibles notamment en début de matinée ont pu être trouvées à partir de valeurs particulières des paramètres prédictifs. Durant l'après-midi, l'enneuagement est très fréquent. A partir des paramètres prédictifs, des régimes contrastés d'enneuagement ont été trouvés durant l'après-midi également. La hauteur d'inversion est un des paramètres dé-

terminants et contraignants pour le cycle diurne de l'ennuagement. Il présente un schéma diurne très contrasté et répétitif quelle que soit la localisation sur l'île.

Afin de comprendre les processus physiques qui engendrent des cycles diurnes contrastés d'ennuagement, une étude sur le cycle diurne d'ennuagement a été effectuée. Les deux cas étudiés étaient des cas présentant de fortes chutes d'humidité durant l'après-midi sur (1) la côte au vent d'une part et (2) la côte sous le vent d'autre part. Cette étude a mise en évidence que le forçage dynamique et thermique de l'île sont tous deux importants à prendre en compte dans la formation et l'étalement des nuages. L'ennuagement moyen au-dessus de l'île peut-être vu comme la résultante d'un forçage dynamique de l'île sur le flux en amont, alors que les variations diurnes de l'ennuagement résultent du forçage thermique de l'île.

Les résultats détaillés ayant été présentés dans les synthèses des chapitres 7 et 8, ils ne sont pas repris dans la conclusion.

Perspectives

Perspectives appliquées

Dans l'article de [Badosa *et al.*, 2015], la méthode des analogues est développée comme outil de prévision du jour pour le lendemain. Cette approche considère que les situations météorologiques à venir se sont déjà produites dans le passé. En disposant d'une archive suffisamment longue composée de nombreuses situations météorologiques différentes, on peut s'attendre à trouver la même situation dans le passé. La méthode des analogues nécessite donc de connaître les paramètres susceptibles d'être prédictifs d'une situation donnée. Les études effectuées dans [Badosa *et al.*, 2015] ont montré qu'il était possible d'avoir une meilleure prévision que la climatologie en intégrant deux paramètres prédictifs identifiés au début des travaux de la thèse (vent synoptique et humidité).

L'approfondissement de nos recherches au cours de la thèse a permis de mettre en évidence plusieurs paramètres prédictifs du cycle diurne d'ennuagement de nuit. Ces paramètres prédictifs sont des paramètres synoptiques qui sont donc potentiellement bien représentés par un modèle de prévision numérique. Dans [Badosa *et al.*, 2015], la méthode des analogues était basée sur les paramètres de vitesse du vent synoptique et sur le profil d'humidité relative. L'intégration de nouveaux paramètres, comme le cisaillement de vent, la direction du vent à plusieurs altitudes, la hauteur de la couche limite marine ou la différence entre la CLAM et la LCL, pourrait permettre de développer une nouvelle base climatologique fondée sur des analogues définis à partir de schémas d'ennuagement. On peut s'attendre à une amélioration significative des prévisions de rayonnement solaire.

Perspectives physiques

Ce travail de thèse s'est développé autour de deux idées différentes mais complémentaires : la première était d'améliorer les connaissances sur les processus atmosphériques influençant les nuages locaux : les écoulements locaux, l'évolution de l'humidité au cours de la journée. La deuxième était de chercher des paramètres prédictifs synoptiques qui puissent

expliquer en partie les processus thermodynamiques locaux.

(1) L'objectif de caractériser les incertitudes des scénarios de rayonnement n'a pas été rempli jusqu'au bout. Il serait intéressant notamment de mieux caractériser les incertitudes de la prévision numérique du modèle AROME. Peut-on trouver d'autres paramètres pouvant expliquer les incertitudes du modèle ? L'ennuagement local sur l'île dépend du forçage thermique et du forçage dynamique de l'île. Une étude possible serait de regarder si la prévision d'AROME est plus fiable dans certains scénarios d'ennuagement et pour quelles raisons.

(2) Les résultats sur la compréhension des mécanismes locaux de transport d'humidité et de formation de nuages nous ont permis de montrer que la structure et l'évolution de la couche limite, les mécanismes de transport et de mélange d'humidité associés sont complexes et varient dans l'espace et le temps. Bien que les résultats obtenus des prévisions d'AROME nous aient permis de dégager des conclusions sur le déplacement des masses d'air, des incertitudes demeurent.

Afin de pouvoir mener des études plus approfondies sur certains processus comme sur l'influence des brises de terre sur la zone de convergence en amont de l'île durant la nuit ou sur une meilleure compréhension de l'interaction entre la hauteur d'inversion et la couche limite atmosphérique diurne, il est essentiel d'utiliser un modèle à plus fine échelle afin de décrire avec plus de réalisme la topographie très montagneuse de l'île, en utilisant par exemple le modèle Meso-NH à 500 m de résolution. Dans l'optique également d'amélioration de nos connaissances sur la représentation des nuages et de modélisation de la dynamique atmosphérique de petite échelle à la Réunion, il serait intéressant d'étudier également les effets des propriétés physiques et chimiques des noyaux de condensation à l'origine de nuages et leur impact sur la microphysique nuageuse.

BIBLIOGRAPHIE

- [Abeillé, 2009] ABEILLÉ, Paul et Jourdain, J. (2009). *Le guide météo*. Météo France.
- [Ahrens, 2012] AHRENS, C. D. (2012). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Cengage Learning.
- [Albrecht, 1984] ALBRECHT, B. A. (1984). A model study of downstream variations of the thermodynamic structure of the trade winds. *Tellus A*, 36(2):187–202.
- [ARER, 2013] ARER (2013). *Bilan énergétique à l'île de la Réunion*. ARER.
- [Atkins *et al.*, 1995] ATKINS, N. T., WAKIMOTO, R. M. et WECKWERTH, T. M. (1995). Observations of the sea-breeze front during cape. part ii : Dual-doppler and aircraft analysis. *Monthly weather review*, 123(4):944–969.
- [Augstein *et al.*, 1974] AUGSTEIN, E., SCHMIDT, H. et OSTAPOFF, F. (1974). The vertical structure of the atmospheric planetary boundary layer in undisturbed trade winds over the atlantic ocean. *Boundary-Layer Meteorology*, 6(1-2):129–150.
- [Badosa *et al.*, 2013] BADOSA, J., HAEFFELIN, M. et CHEPFER, H. (2013). Scales of spatial and temporal variation of solar irradiance on reunion tropical island. *Solar Energy*, 88:42–56.
- [Badosa *et al.*, 2012] BADOSA, J., HAEFFELIN, M. et KALECINSKI, N. (2012). Solar radiation temporal and spatial variability and correlations with trade wind characteristics over reunion island (21s, 55.5 e). In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 14, page 12808.
- [Badosa *et al.*, 2015] BADOSA, J., HAEFFELIN, M., KALECINSKI, N., BONNARDOT, F. et JUMEAUX, G. (2015). Reliability of day-ahead solar irradiance forecasts on reunion island depending on synoptic wind and humidity conditions. *Solar energy*.
- [Bastin *et al.*, 2005] BASTIN, S., DROBINSKI, P., DABAS, A., DELVILLE, P., REITEBUCH, O. et WERNER, C. (2005). Impact of the rhône and durance valleys on sea-breeze circulation in the marseille area. *Atmospheric research*, 74(1):303–328.
- [Batchvarova *et al.*, 1999] BATCHVAROVA, E., CAI, X., GRYNING, S.-E. et STEYN, D. (1999). Modelling internal boundary-layer development in a region with a complex coastline. *Boundary-Layer Meteorology*, 90(1):1–20.
- [Bechtold *et al.*, 2001] BECHTOLD, P., BAZILE, E., GUICHARD, F., MASCART, P. et RICHARD, E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573):869–886.
- [Bougeault, 1982] BOUGEAULT, P. (1982). Cloud-ensemble relations based on the gamma probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(12):2691–2700.

- [Bougeault et Lacarrere, 1989] BOUGEAULT, P. et LACARRERE, P. (1989). Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly Weather Review*, 117(8):1872–1890.
- [Bouttier *et al.*, 2006] BOUTTIER, F., HELLO, G., SEITY, Y., MALARDEL, S. et LAC, C. (2006). Status of the arome project in mf in winter 2006. *ALADIN Newsletter*, (29):47–9.
- [Bubnova Brozkova, 1995] BUBNOVA BROZKOVA, R. (1995). *Utilisation de la coordonnée pression hydrostatique pour l'intégration des équations élastiques de la dynamique atmosphérique dans le système de prévision numérique arpegelaladin*. Thèse de doctorat, Toulouse 3.
- [Cao *et al.*, 2007] CAO, G., GIAMBELLUCA, T. W., STEVENS, D. E. et SCHROEDER, T. A. (2007). Inversion variability in the hawaiian trade wind regime. *Journal of Climate*, 20(7):1145–1160.
- [Chemel, 2005] CHEMEL, C. (2005). *Transport et mélange en terrain complexe, application à la dynamique atmosphérique dans les vallées encaissées*. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- [Chen et Feng, 2001] CHEN, Y.-L. et FENG, J. (2001). Numerical simulations of airflow and cloud distributions over the windward side of the island of hawaii. part i : The effects of trade wind inversion. *Monthly weather review*, 129(5):1117–1134.
- [Cuxart *et al.*, 2000] CUXART, J., BOUGEAULT, P. et REDELSPERGER, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562):1–30.
- [Dambreville, 2014] DAMBREVILLE, R. (2014). *Estimation et prévision à très court terme du rayonnement global horizontal au sol : application à la prévision de production photovoltaïque*. Thèse de doctorat, Grenoble.
- [Dee *et al.*, 2011] DEE, D., UPPALA, S., SIMMONS, A., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M., BALSAMO, G., BAUER, P. *et al.* (2011). The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656):553–597.
- [Drobinski *et al.*, 2007] DROBINSKI, P., SAID, F., ANCELLET, G., ARTETA, J., AUGUSTIN, P., BASTIN, S., BRUT, A., CACCIA, J., CAMPISTRON, B., CAUTENET, S. *et al.* (2007). Regional transport and dilution during high-pollution episodes in southern france : Summary of findings from the field experiment to constraint models of atmospheric pollution and emissions transport (escompte). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 112(D13).
- [Drobinski et Thomas, 2012] DROBINSKI, P. et THOMAS, D. (2012). *Météorologie et Environnement*. Edition de l' école Polytechnique.
- [Esteban, 2002] ESTEBAN, M. A. B. (2002). *Impact of Trade Wind Strength on Precipitation and Circulation of the island of Hawaii*. Thèse de doctorat, University of Hawaii at Manoa.
- [Estoque, 1962] ESTOQUE, M. A. (1962). The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19(3):244–250.
- [Feng et Chen, 2001] FENG, J. et CHEN, Y.-L. (2001). Numerical simulations of airflow and cloud distributions over the windward side of the island of hawaii. part ii : nocturnal flow regime. *Monthly weather review*, 129(5):1135–1147.

- [Fischer *et al.*, 2005] FISCHER, C., MONTMERLE, T., BERRE, L., AUGER, L. et ȘTEFĂNESCU, S. E. (2005). An overview of the variational assimilation in the aladin/france numerical weather-prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(613):3477–3492.
- [Fouquart et Bonnel, 1980] FOUQUART, Y. et BONNEL, B. (1980). Computations of solar heating of the earth's atmosphere- a new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 53:35–62.
- [Garrett, 1980] GARRETT, A. J. (1980). Orographic cloud over the eastern slopes of mauna loa volcano, hawaii, related to insolation and wind. *Monthly Weather Review*, 108(7):931–941.
- [Giordani, 2011] GIORDANI, H. (2011). Dynamique des couches limites océanique et atmosphérique marine. *Habilitation à Diriger des Recherches, Université P. Sabatier, Toulouse*, pp133.
- [Hammer *et al.*, 1999] HAMMER, A., HEINEMANN, D., LORENZ, E. et LÜCKEHE, B. (1999). Short-term forecasting of solar radiation : a statistical approach using satellite data. *Solar Energy*, 67(1):139–150.
- [Jumaux, 2011] JUMAUX, G. (2011). *Atlas climatique de la Réunion*. Météo-France.
- [Kalecinski et Haeffelin, 2015] KALECINSKI, N. et HAEFFELIN, M. (2015). A global study on cloud formation patterns over reunion island during the night. *Monthly Weather Review*.
- [Legates et McCabe, 1999] LEGATES, D. R. et MCCABE, G. J. (1999). Evaluating the use of goodness-of-fit measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water resources research*, 35(1):233–241.
- [Legates et McCabe, 2013] LEGATES, D. R. et MCCABE, G. J. (2013). A refined index of model performance : a rejoinder. *International Journal of Climatology*, 33(4):1053–1056.
- [Leopold, 1949] LEOPOLD, L. B. (1949). The interaction of trade wind and sea breeze, hawaii. *Journal of Meteorology*, 6(5):312–320.
- [Lesouëf, 2010] LESOUËF, D. (2010). *Étude numérique des circulations locales à la Réunion : application à la dispersion de polluants*. Thèse de doctorat, Université de la Réunion.
- [Lesouëf *et al.*, 2013] LESOUËF, D., GHEUSI, F., CHAZETTE, P., DELMAS, R. et SANAK, J. (2013). Low tropospheric layers over reunion island in lidar-derived observations and a high-resolution model. *Boundary-layer meteorology*, 149(3):425–453.
- [Malardel, 2009] MALARDEL, S. (2009). *Fondamentaux de Météorologie*. Toulouse : Cépaduè éditions).
- [Mendonca et Iwaoka, 1969] MENDONCA, B. G. et IWAOKA, W. T. (1969). The trade wind inversion at the slopes of mauna loa, hawaii. *Journal of Applied Meteorology*, 8(2):213–219.
- [Mlawer *et al.*, 1997] MLAWER, E. J., TAUBMAN, S. J., BROWN, P. D., IACONO, M. J. et CLOUGH, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* (1984–2012), 102(D14):16663–16682.
- [Morcrette, 1993] MORCRETTE, J. (1993). Revision of the clear-sky and cloud radiative properties in the ecmwf model. *ECMWF newsletter*, 61:3–14.
- [Neiburger, 1961] NEIBURGER, M. (1961). *Studies of the structure of the atmosphere over the eastern Pacific ocean in summer*, volume 1. University of California Press.

- [Orlanski, 1975] ORLANSKI, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56:527–530.
- [Pergaud *et al.*, 2009] PERGAUD, J., MASSON, V., MALARDEL, S. et COUVREUX, F. (2009). A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-layer meteorology*, 132(1):83–106.
- [Perraud, 2010] PERRAUD, E. (2010). *Vers une amélioration du schéma statistique de nuages de méso-échelle dans les modèles AROME et Méso-NH*. Thèse de doctorat, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- [Pielke, 1984] PIELKE, R. A. (1984). *Mesoscale meteorological modelling*. Academic press.
- [Pinty et Jabouille, 1998] PINTY, J. et JABOUILLE, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. *In Conf. on Cloud Physics*, pages 217–220. Amer. Meteor. Soc Everett, WA.
- [Rasmussen *et al.*, 1989] RASMUSSEN, R. M., SMOLARKIEWICZ, P. et WARNER, J. (1989). On the dynamics of hawaiian cloud bands : Comparison of model results with observations and island climatology. *Journal of the atmospheric sciences*, 46(11):1589–1608.
- [Rasmussen et Smolarkiewicz, 1993] RASMUSSEN, R. M. et SMOLARKIEWICZ, P. K. (1993). On the dynamics of hawaiian cloud bands. part iii : Local aspects. *Journal of the atmospheric sciences*, 50(11):1560–1572.
- [Riehl *et al.*, 1979] RIEHL, H. *et al.* (1979). *Climate and Weather in the Tropics*. Academic Press.
- [Schär et Smith, 1993] SCHÄR, C. et SMITH, R. B. (1993). Shallow-water flow past isolated topography. part i : Vorticity production and wake formation. *Journal of the atmospheric sciences*, 50(10):1373–1400.
- [Schmetz *et al.*, 1993] SCHMETZ, J., HOLMLUND, K., HOFFMAN, J., STRAUSS, B., MASON, B., GAERTNER, V., KOCH, A. et VAN DE BERG, L. (1993). Operational cloud-motion winds from meteosat infrared images. *Journal of Applied Meteorology*, 32(7):1206–1225.
- [Seity *et al.*, 2011] SEITY, Y., BROUSSEAU, P., MALARDEL, S., HELLO, G., BÉÉNARD, P., BOUTTIER, F., LAC, C. et MASSON, V. (2011). The arome-france convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3).
- [Simmons et Burridge, 1981] SIMMONS, A. J. et BURRIDGE, D. M. (1981). An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Monthly Weather Review*, 109(4):758–766.
- [Simpson *et al.*, 1977] SIMPSON, J., MANSFIELD, D. et MILFORD, J. (1977). Inland penetration of sea-breeze fronts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(435):47–76.
- [Smith et Grubišić, 1993] SMITH, R. B. et GRUBIŠIĆ, V. (1993). Aerial observations of hawaii's wake. *Journal of the atmospheric sciences*, 50(22):3728–3750.
- [Smolarkiewicz *et al.*, 1988] SMOLARKIEWICZ, P. K., RASMUSSEN, R. M. et CLARK, T. L. (1988). On the dynamics of hawaiian cloud bands : Island forcing. *Journal of the atmospheric sciences*, 45(13):1872–1905.
- [Stull, 1988] STULL, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*, volume 13. Springer.

- [Taupin *et al.*, 1999] TAUPIN, F., BESSAFI, M., BALDY, S. et BREMAUD, P. (1999). Tropospheric ozone above the southwestern indian ocean is strongly linked to dynamical conditions prevailing in the tropics. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 104(D7):8057–8066.
- [Thunis et Bornstein, 1996] THUNIS, P. et BORNSTEIN, R. (1996). Hierarchy of mesoscale flow assumptions and equations. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(3):380–397.
- [Tompkins, 2002] TOMPKINS, A. M. (2002). A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(12):1917–1942.
- [Tran, 1995] TRAN, L. T. (1995). *Relationship between the inversion and rainfall on the island of Maui*. Thèse de doctorat, University of Hawaii at Manoa.
- [Von Engeln *et al.*, 2005] VON ENGELN, A., TEIXEIRA, J., WICKERT, J. et BUEHLER, S. A. (2005). Using champ radio occultation data to determine the top altitude of the planetary boundary layer. *Geophysical research letters*, 32(6).
- [Whiteman, 2000] WHITEMAN, C. D. (2000). Mountain meteorology : fundamentals and applications. Rapport technique, Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA (US).
- [Willmott, 1981] WILLMOTT, C. J. (1981). On the validation of models. *Physical geography*, 2(2):184–194.
- [Willmott et Matsuura, 2005] WILLMOTT, C. J. et MATSUURA, K. (2005). Advantages of the mean absolute error (mae) over the root mean square error (rmse) in assessing average model performance. *Climate Research*, 30(1):79.
- [Willmott *et al.*, 2012] WILLMOTT, C. J., ROBESON, S. M. et MATSUURA, K. (2012). A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, 32(13):2088–2094.
- [Yang et Chen, 2003] YANG, Y. et CHEN, Y.-L. (2003). Circulations and rainfall on the lee side of the island of hawaii during harp. *Monthly weather review*, 131(10):2525–2542.
- [Yang *et al.*, 2008] YANG, Y., CHEN, Y.-L. et FUJIOKA, F. M. (2008). Effects of trade-wind strength and direction on the leeside circulations and rainfall of the island of hawaii. *Monthly Weather Review*, 136(12):4799–4818.

Abstract

The last decade has seen new methods to produce energy such as solar or wind power. They are more and more used in power production especially on Reunion island. In order to better take into account the solar power production, it is important to improve the storage capabilities as well as the integration of this intermittent energy. Furthermore, the solar forecasting must be improved to optimised cells uses. Different tools can be used : weather forecasting models, satellites imageries, meteorological ground stations. This thesis aims to study the spatial and temporal cloudiness over Reunion island as well as solar ressource. In the first part, we identified the physical processes and parameters which play key roles in cloud life cycle. To do so, we describe the global and local atmospheric physics especially in the tropic.

In the second part, we discussed the evaluation of tool. The main tool correspond to the meso-scale numerical weather forecast model, AROME (Application de la recherche à l'opérationnelle à méso-échelle), developped by Météo-France. We validated it using meteorological ground stations and ERA-Interim reanalyses from ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) in order to validate wind and temperature at different scales. Meteosat7 satellite data are used to estimate the solar forecasting and the shape and localisation of clouds. This study gave information of spatial and temporal variability of cloud to produce cloudy patterns. The last part is dedicated to the study of clouds life cycle divided into three parts : (1) the study of cloud formation during the night ; (2) the study of cloud formation and evolution during the day in relation with the night clouds patterns ; (3) the study of clouds spreading on two parts of the island, in the West and the North. To conclude, we discussed the uncertainties of solar forecast based on previous studies.

Résumé

La dernière décennie a vu un développement important de nouvelles méthodes de production d'énergie telles que l'énergie solaire ou éolienne. Elles occupent une part croissante dans la production d'électricité sur l'île de la Réunion. Afin d'améliorer l'intégration de l'énergie photovoltaïque (PV), il est important de coupler la production à des moyens de stockage pour limiter le caractère intermittent de cette source d'énergie. Pour optimiser l'utilisation de différentes sources d'énergie couplées à la gestion d'une batterie, il est nécessaire d'améliorer la prévision de production PV. Pour obtenir une prévision, il existe plusieurs outils : la prévision déterministe par un modèle numérique de prévision météorologique à méso-échelle, les images satellites, les données météorologiques sol. Les travaux de cette thèse se place dans ce contexte de prévision de l'énergie solaire face à la forte variabilité de l'enneuagement et donc de la ressource solaire sur l'île de la Réunion.

Le début de la thèse est focalisé sur l'identification des processus et paramètres physiques à prendre en compte afin d'identifier le meilleur moyen d'expliquer et de prévoir le cycle de vie des nuages sur l'île de la Réunion. Pour cela, la première partie de la thèse présente les processus physiques aux échelles globales et locales régissant les mouvements de l'atmosphère autour et sur l'île de la Réunion. La deuxième partie de la thèse présente les outils utilisés et leur évaluation. L'outil principal est le modèle de prévision du temps opérationnel, AROME (Application de la recherche à l'opérationnelle à méso-échelle), développé par Météo-France. Une étude de validation du modèle AROME est présentée. Elle s'appuie sur des données des stations météorologiques sol et des réanalyses ERA-Interim d'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) permettant de valider les variables de vent et température aux échelles locale et synoptique. Afin de pouvoir valider et comparer l'enneuagement, les images satellites de Météosat7 seront utilisées pour évaluer le rayonnement solaire incident au sol mais également la localisation et la forme des nuages. Cette étude nous permettra d'étudier la variabilité spatiale et temporelle de l'enneuagement sur l'île de la Région et de déterminer des régimes d'enneuagement. La troisième partie de la thèse est dédiée à l'étude du cycle de vie des nuages sur l'île de la Réunion. Elle est organisée en trois études : (1) la première étude explore les processus synoptiques et locaux ayant un impact sur la formation de nuages durant la nuit ; (2) la seconde étude présente les liens établis entre les scénarios d'enneuagement obtenus durant la nuit et la formation de nuages en journée et la variabilité observée ; (3) la troisième étude se focalise sur les mécanismes d'étalement des nuages. Des étalements sont observés notamment sur deux côtés de l'île, à l'Ouest et au Nord. Ces deux étalements sont étudiés. La conclusion de la thèse présente une analyse des facteurs influençant les incertitudes de prévision du rayonnement solaire, s'appuyant sur les conclusions des trois parties précédentes.